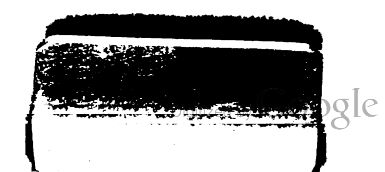


ELEMENTE DER LITHOLOGIE.

ELEMENTE

DER

LITHOLOGIE

FÜR STUDIRENDE BEARBEITET

VON

DR. ERNST KALKOWSKY.



HEIDELBERG.
CARL WINTER'S UNIVERSITÄTSBUCHHANDLUNG.
1886.

Vorwort.

Bei den schnellen Fortschritten der Lithologie fehlte es an einem Lehrbuche, welches die reichen Resultate der neuesten Forschung in vollem Umfange aber möglichst knapper Form den Studirenden zugänglich macht. In den vorliegenden Elementen der Lithologie hat der Verfasser versucht, alle sicheren und allgemein anerkannten Resultate zur Darstellung zu bringen, während der Speculation nur wenig Platz eingeräumt wurde; wenn in Vielem ein ganz neuer Weg für die Anordnung und Bearbeitung des Stoffes eingeschlagen worden ist, so sah sich der Verfasser dazu genöthigt, indem er von dem Grundsatze ausging, daß die Lithologie nicht ein Anhängsel an die Mineralogie, sondern ein Theil der allgemeinen Geologie ist. Es läßt sich voraussehen, daß in Zukunft das geologische Moment in der Behandlung der Lithologie noch mehr hervortreten wird.

Von einer Angabe der Literatur im Einzelnen glaubte der Verfasser absehen zu dürfen; auch wird es wohl nicht auffallen, daß die Namen der hervorragendsten und thätigsten Lithologen verhältnißmäßig selten angeführt sind, beruht doch auf ihren Arbeiten zum größten Theile die ganze neuere Lithologie.

Gotha, den 9. September 1885.

Ernst Kalkowsky.

Inhaltsverzeichniß.

Allgemeiner Theil.

Eingehender Theil.

A. Anogene Gesteine.





Allgemeiner Theil.

I. Einleitung.

1. Verhältniß der Lithologie zur Geologie.

Geologie ist die Wissenschaft von der Erde als Einzelkörper in Bezug auf ihre unorganischen Bestandtheile, während die Betrachtung der lebenden, organischen Wesen Gegenstand der Biologie ist; zwischen beiden steht die Paläontologie, die Lehre von den Ueberresten meist ausgestorbener Arten lebender Wesen, eine Wissenschaft, deren Kenntniß dem Geologen wie dem Biologen gleich unentbehrlich ist. Die Geologie benutzt die Ergebnisse der Paläontologie mit zur Bestimmung der zeitlichen Verhältnisse in der Bildungsgeschichte der Erde, sowie zur Erkennung des Charakters der Bildungsräume, sonst aber hat sie es nur mit unorganischen Dingen zu thun.

Das Substrat aller geologischen Beziehungen sind die Materalien, welche die Erde, soweit sie uns zugänglich ist, d. h. also die äußerste Kruste der Erde, zusammensetzen. Diese leblosen, unorganischen oder auch bisweilen von organischen Wesen herstammenden Materalien sind die Gesteine, und diejenige Wissenschaft, welche die Gesteine in allen ihren Eigenschaften und Beziehungen untersucht und zur systematischen Darstellung bringt, nennt man Lithologie oder Petrographie.

Petrographie ist jetzt der gebräuchlichste, leicht verwendbare Name für die Lehre von den Gesteinen, obwohl dieses Wort weniger besagt, als es umfassen soll; denn die Petrographie beschreibt nicht nur die Gesteine, sondern sie sucht auch tiefer das Wesen, die Entstehung der Gesteine zu ergründen. Diesem Umfange entspricht besser der Name Lithologie, der auch aus diesem Grunde für das vorliegende Werk gewählt worden ist, und der jedenfalls den Vorzug verdient; denn es soll eine „Lehre von den Gesteinen“, nicht eine „Beschreibung der Felsen“ gegeben werden.

Einige Einschränkung aber bedarf die Bestimmung des Begriffes Gestein doch noch; nach dem gegenwärtigen Zustande der Wissenschaft nennt man eben nicht alle Materalien, welche die feste äußere Erdkruste zusammensetzen, Gesteine, sondern man schließt von dieser Bezeichnung

alle nur vereinzelt oder in geringerer Menge vorkommenden Massen aus. So z. B. werden gewisse vom Bergmanne zu Tage geförderte Massen aus sog. Erzgängen nicht zu den Gesteinen gerechnet; ebensowenig nennt man einzelne Gruppen von Mineralindividuen Gesteine. Es sind vielmehr Gesteine nur solche Massen, welche mit mehr oder minder beständiger Zusammensetzung und dann noch in größerer Masse am Aufbau der Erdkruste theilnehmen. Obwohl die Verbindung [Bleiglanz, Flußspath, Schwerspath] in Erzgängen, die Verbindung [Quarz, Turmalin, weißer Glimmer] in Mineralgängen ziemlich oft gefunden wird, führen wir diese Massen doch nicht als Gesteine auf, sondern bezeichnen sie als Mineralcombinationen.

Die Lithologie ist eine Wissenschaft, die sich bereits auf andere Naturwissenschaften stützt, vor Allem auf Mineralogie, Chemie und Physik; die Bestandtheile der Gesteine sind nämlich in weitaus den meisten Fällen Mineralien, deren gründliche Kenntniß dem Studium der Lithologie vorausgehen muß. Wenn die Mineralogie ihrerseits nur auf eine besondere Klasse von Naturkörpern angewandte Chemie und Physik ist, so bedarf man der Kenntniß dieser beiden Wissenschaften aber auch noch in directer Weise, um lithologische Probleme zu lösen.

Auch die Kenntniß des ganzen Gebietes der Geologie ist für den Lithologen unerläßlich; zwar lehrt erst die Lithologie dem Geologen das Material zum Aufbau der Erdkruste kennen, so daß man sie wohl den Grundpfeiler der Geologie nennen kann, aber die geologischen Verhältnisse werfen auch ihrerseits Licht auf das Wesen und die Bedeutung der einzelnen Gesteine. Beide Wissenschaften sind auf das engste mit einander verbunden, oder vielleicht besser gesagt, sie durchdringen einander. Es giebt keinen Zweig der Geologie, in dem nicht die besondere Beschaffenheit des einen oder anderen Gesteines in Frage käme. Viele geologischen Probleme sind früher, ehe die Lithologie vor nunmehr zwanzig Jahren einen neuen und mächtigen Aufschwung nahm, ungenügend beantwortet worden, eben weil man die Eigenschaften vieler Gesteine nicht genügend erkannt hatte. Dagegen nimmt jetzt selbst die Stratigraphie, die sich vornehmlich mit der Vertheilung der fossilen Reste von Organismen in den einzelnen Gesteinsschichten beschäftigt, immer mehr und mehr Rücksicht auch auf die Gesteine, in welchen diese Reste vorkommen, in richtiger Würdigung des Verhältnisses, daß die Organismen abhängig sind von der unorganischen Natur.

Wenn die Lithologie von einer so großen Bedeutung ist für die gesammte Geologie, so müssen lithologische Untersuchungen auch ihrerseits immer vom geologischen Standpunkte ausgeführt werden; nie und nimmer kann ein Gestein, aus dem natürlichen Zusammenhange herausgerissen, in geringer Menge untersucht, seinem wahren Wesen nach erkannt werden. Zwar haben auch solche Untersuchungen, wie sie in der letzten Zeit in großer Menge ausgeführt worden sind, immerhin ihren Werth, aber doch nur einen beschränkten Werth; erst wenn ein Gestein in allen geologischen Beziehungen möglichst genau bekannt ist, und wenn darauf bei der lithologischen Untersuchung gehörig Rücksicht genommen wird, kann letztere einen vollen Werth besitzen. Immerhin muß aner-

kannt werden, daß für die Entwickelung der Lithologie auch die rein mineralogischen Untersuchungen verdienstvoll und unvermeidlich gewesen sind.

II. Zusammensetzung der Gesteine.

2. Chemische Zusammensetzung.

Von den chemischen Elementen, welche die Stoffe unserer Erde zusammensetzen, walten einige quantitativ sehr vor den übrigen vor; diese vorwaltenden Elemente sind aber wieder für die organische Welt andere, als wie für die unorganische. Die Gesteine, zu der letzteren gehörend, bestehen der Hauptsache nach aus einer geringen Anzahl von Elementen, die nur ausnahmsweise allein Gesteine bilden, wie Schwefel, Graphit, meist vielmehr zu mehren verbunden sind; ja viele Gesteine enthalten fast alle in diesem Reiche gewöhnlichen Elemente. Chlor, Fluor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Titansäure, Borsäure, Kohlensäure einerseits und Thonerde, Chromoxyd, Eisenoxyde, Magnesia, Kalk, Natron, Kali, Wasser und einige Kohlenstoffverbindungen organischen Ursprungs sind die Elemente und Verbindungen, welche in Gesteinen vorkommen. Zwar gehören alle seltenern chemischen Elemente einzelnen Mineralien an und kommen mit diesen auch in Gesteinen vor, aber sie sind so spärlich vorhanden und meist noch so selten, daß sie für die allgemeinen Verhältnisse nicht in Betracht kommen. Ob z. B. Beryllerde oder Ceroxyd in einem Gesteine vorkommen oder nicht, kann bisher nur in einem einzigen Verhältnisse, bei Mineralgängen als accessorischen Bestandmassen gewisser Gesteine, vielleicht von Belang sein.

Etwas anders verhält es sich mit den schweren Metallen. Von diesen kommt nur das Eisen fast stets und oft in bedeutender Menge vor; in der neuesten Zeit sind dagegen auch andere schwere Metalle in Gesteinen nachgewiesen worden, namentlich durch die Bemühungen von *F. Sandberger*. Solche Metalle kommen zwar fast immer nur in sehr geringer Menge vor, ihr Vorhandensein ist aber einerseits nicht allgemein, andererseits von Wichtigkeit für die theoretische Erklärung gewisser Erzlagerstätten. So ist Blei und Arsen in gewissen Gneißen, Kupfer, Kobalt in Hornblendeschiefern, Kupfer in der Lava des Vesuvs u. s. w. nachgewiesen worden.

Von den erwähnten, in den Gesteinen gewöhnlich vorkommenden elementaren Verbindungen ist nun die Kieselsäure offenbar die bei weitem vorwaltendste; sie bildet selbständig große Gebirgsmassen und erscheint in Verbindung mit einigen oder, noch häufiger, mit allen der erwähnten Basen. Die Kieselsäure ist fast stets von Titansäure und Phosphorsäure begleitet, die aber quantitativ sehr zurückstehen; auch etwas Chlor und wohl auch Fluor erscheinen neben der Kieselsäure, die selbst keiner der Basen den Vorzug zu geben scheint. Die Kohlensäure verbindet sich mit Kalk, Magnesia und Eisenoxydul, vornehmlich mit dem ersteren: kohlensaurer Kalk ist einer der häufigsten Stoffe auf der Erde. Schwefel-

saurer Kalk, Chlor in Verbindung mit Alkalien, Schwefelverbindungen mehrer Metalle, dann noch kohlige Substanzen und einige wenige andere Verbindungen betheiligen sich in geringerer Menge am Aufbau der Erdkruste.

3. Mineralische Zusammensetzung.

Die näheren Bestandtheile der Gesteine sind in den meisten Fällen Mineralien, die aus den eben erwähnten chemischen Elementen bestehen. Außer Mineralien nehmen nur noch einige amorphe Massen an der Zusammensetzung der Gesteine Theil, darunter wenige organische Stoffe abgestorbener Lebewesen, die sonst jedoch meistens auch bereits mineralisirt sind. So sind Knochen in kohlensauren Kalk umgewandelt, aus den Schalen der Mollusken ist die organische Substanz verschwunden und das Kalkcarbonat hat seine Structur verändert, Pflanzenreste sind zu mehr oder minder reinem Kohlenstoff geworden. Unverändert sind bisweilen z. B. Zähne, Fischschuppen, pflanzliche Gebilde im Torf u. s. w. geblieben. Da derartige Dinge aber selten sind, so kommen für allgemeine Erwägungen als Bestandtheile der Gesteine nur Mineralien in Betracht.

Die Mineralogie kennt ungefähr eintausend verschiedener Arten von Mineralien, gesteinsbildend tritt aber nur eine sehr geringe Zahl auf, wenn man nur auf die häufigsten Rücksicht nimmt. Bereits *Leopold von Buch* macht darauf aufmerksam, daß wir an verschiedenen weit von einander entfernten Orten der Erde doch immer dieselben Gesteine aus denselben Mineralien antreffen, daß es der Natur nicht beliebt habe, in Europa ganz andere Mineralien zu Gesteinen zu combiniren, als etwa in China. *A. von Humboldt* fand beim Eintritt in das äquatoriale Amerika eine ganz fremde organische Welt vor, aber der Boden, die Gesteine waren doch dieselben wie in der Heimath.

Trotzdem daß nur wenige Mineralien sich in größerer Massenhaftigkeit am Aufbau der Erdkruste betheiligen, ist die Verschiedenartigkeit unter den Gesteinen doch eine sehr große. Es rührt dies zum Theil davon her, daß einige der gesteinsbildenden Mineralien gerade eine so schwankende Zusammensetzung haben, daß, wie *C. F. Naumann* sagt, die Varietäten derselben oft mehr von einander verschieden sind, als sonst verschiedene Mineralarten unter einander.

Zu den wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien gehören vor allem die Feldspäthe, die in die zwei Gruppen der monoklinen und der triklinen (sog. Plagioklase) zerfallen. Monoklin ist allein der Kalifeldspath, der je nach seinem äußeren Habitus, beziehungsweise seinem geologischen Alter als Orthoklas oder Sanidin angeführt wird. Mikroklin ist trikliner Kalifeldspath, wird aber gewöhnlich nicht zu den Plagioklasen gerechnet. Letztere bilden eine fortlaufende Reihe vom reinen Natronfeldspath, dem Albit, bis zum reinen Kalkfeldspath, dem Anorthit: die Zwischenglieder Oligoklas, Andesin und Labrador kommen in Gesteinen am häufigsten vor. Die Behauptung, daß der Albit in Gesteinen nicht vorkomme, hat sich nicht bewahrheitet. An die Feldspäthe schließen sich Leucit und Nephelin an, zwei Mineralien, die zwar je eine ziem-

lich constante chemische Zusammensetzung aufweisen, aber eben gleichsam als Vertreter der an Alkalien reichen Feldspäthe erscheinen. Die verschiedenen Glieder der Feldspathgruppe nehmen zu je einem oder zu mehren an der Zusammensetzung eines Gesteines Theil.

Der Gruppe der Feldspäthe als eisenfreier Bestandtheile der Gesteine stehen mehre andere als eisenhaltige gegenüber. Zu der Gruppe der Pyroxene gehören gemeiner Augit, Salit, Diallag, Aegirin als monokline Glieder und Hypersthen, Bronzit, Enstatit als rhombische Glieder; von allen ist der gemeine Augit am häufigsten, er hat aber auch die verschiedenartigste chemische Zusammensetzung; bald ist er eisenreich, bald arm, bald reich an Thonerde, bald daran arm. Es kommen auch mehre Pyroxenarten zugleich in demselben Gesteine vor. Aus der Gruppe der Amphibole erscheinen in Gesteinen gemeine Hornblende, Grammatit und Strahlstein und Glaukophan. Die gemeine Hornblende hat ihrerseits eine sehr schwankende Zusammensetzung, und es sind namentlich die in dünnen Platten grünen Hornblenden von den im gleichen Falle braunen zu unterscheiden. Von der Glimmergruppe erscheinen in Gesteinen die meist dunkeln Magnesia- und die hellen Kaliglimmer fast gleich häufig und oft zusammen; doch erscheinen auch von diesen Mineralien in großer Menge isomorphe Gemische. Der eingehende Nachweis der besonderen Glimmerart ist bisher nur in wenigen Fällen geliefert worden. An die echten Glimmer schließen sich Talk und Chlorit an, letzterer ist bedeutend häufiger Gesteinsgemengtheil als ersterer. Olivin, bald an Eisen, bald an Magnesia reicher, Cordierit, dann Granate und Turmaline von der verschiedensten Zusammensetzung sind ferner als gesteinsbildende, eisenhaltige Mineralien zu erwähnen.

Alle diese bisher aufgezählten Mineralien sind Silicate; an sie schließt sich zunächst der Quarz an, jedenfalls dasjenige Mineral, welches in größter Menge und vielleicht auch in größter Individuenzahl auf der Erde vorhanden ist. Die andere Modification der Kieselsäure, der Tridymit ist ungleich seltener.

Magneteisen, Eisenglanz, Brauneisen und Eisenkies sind die am häufigsten in Gesteinen vorkommenden Erze. Von Carbonaten erscheint in Gesteinen am häufigsten der Kalkspath, dann der Dolomit und der Eisenspath; von Sulfaten der Anhydrit und Gyps; von Haloiden Steinsalz, Flußspath u. s. w.; endlich sind noch die kohligen und bituminösen Substanzen zu erwähnen.

Während die Silicate, Quarz und die Erze oft mit einander in Gesteinen zusammen vorkommen, bilden die zuletzt erwähnten Mineralien meist für sich allein Gesteine.

Die absolute Größe der Mineralien als Bestandtheile von Gesteinen ist eine äußerst verschiedene; größer als von 10 cm im mittleren Durchmesser erscheinen sie nur ganz ausnahmsweise, dagegen können sie zu äußerster mikroskopischer Winzigkeit hinabsinken. Im Allgemeinen kann man winzige Kryställchen als Mikrolithen eines Minerales bezeichnen, wenn letzteres noch bestimmbar ist, sonst nennt man sie schlecht-

weg Mikrolithe und unterscheidet noch im Besonderen durchsichtige, linear gestreckte Körperchen als Belonite, ebenso gestaltete, opake als Trichite und winzigste runde Körnchen als Globulite. Bei diesen Gebilden kommt die chemische Zusammensetzung derselben meist nicht mehr in Betracht.

4. Structur der mineralischen Bestandtheile.

Als Bestandtheile von Gesteinen haben alle Mineralien eine besondere innere Structur; die Untersuchung derselben ist nur bis zu einem gewissen Grade ohne Anwendung des Mikroskopes möglich. Die allgemeinen Eigenschaften der Mineralien in einzelnen Krystallen findet man auch bei ihnen in Gesteinen wieder, aber es treten hier nun noch andere dazu, deren Erscheinen durch die Art und Weise der Entstehung der Gesteine und durch das Zusammenvorkommen mehrer Mineralien bedingt wird.

Directe Zeugen für die physikalischen und chemischen Processe bei der Entstehung der Gesteine sind zunächst die Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse.

Flüssigkeitseinschlüsse sind winzige Mengen einer oft in Verbindung mit Dämpfen in der festen Mineralsubstanz auftretenden Flüssigkeit. Was ihre Form anbetrifft, so sind sie bisweilen kugelrund, häufig länglich; es kommen aber auch ganz in die Länge gezogene und sehr seltsam zertheilte und zerlappte Gestalten vor. Manche nähern sich mehr oder minder der Krystallgestalt ihres Wirthes. Einige wenige Flüssigkeitseinschlüsse füllen den Hohlraum im Krystall ganz aus; andere, die Mehrzahl, enthalten neben der Flüssigkeit noch eine Menge Dampf oder Gas, welche dann natürlich als Bläschen, als Libelle erscheint. Soweit unsere Erfahrungen reichen, besteht im Allgemeinen keinerlei Beziehung zwischen der Größe des Flüssigkeitseinschlusses und der Größe der Libelle. Das Bläschen kann winzig klein sein im Verhältniß zum ganzen Einschluß, es kann größer sein, die Hälfte und mehr des Hohlraumes einnehmen, es kann so groß sein, daß die Flüssigkeit nicht mehr wahrnehmbar oder gar nicht mehr vorhanden ist. Im letzteren Falle liegt eine Dampfpore vor. Dampfporen und Flüssigkeitseinschlüsse stehen also in enger Beziehung zu einander und sind nicht wesentlich oder genetisch von einander verschieden.

Wenn das Bläschen in Flüssigkeitseinschlüssen nicht zu groß ist, und die räumlichen Verhältnisse es sonst gestatten, dann befindet es sich in mehr oder minder lebhafter, vibrirender Bewegung, deren Ursache molekulare Attractionen zu sein scheinen.

Das Substrat der Flüssigkeitseinschlüsse ist in den meisten Fällen Wasser, ob aber reines Wasser vorkommt, ist bisher nicht entschieden; gewiß ist es, daß in den meisten Fällen Salzlösungen vorliegen. Es ist ziemlich selten, daß diese Lösungen so concentrirt sind, daß man z. B. kleine Würfel von Chlornatrium neben dem Bläschen beobachten kann. Sulfate und Chloride der Alkalien und einiger Erden sind unter

Anwendung der größten Vorsichtsmaßregeln in der Flüssigkeit in an solchen Einschlüssen reichen Quarzen mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Außer wässerigen Salzlösungen findet sich nun aber höchst merkwürdiger Weise auch **flüssige Kohlensäure** als Einschluß. Derartige Einschlüsse in Graniten, Gneißen, Basalten u. s. w. nachgewiesen, zeichnen sich meist durch große Beweglichkeit der Libelle aus; sie sind ohne Weiteres als aus flüssiger Kohlensäure bestehend dadurch erkennbar, daß das Bläschen bei geringer Erwärmung, z. B. durch einen unter den Objectträger gehaltenen glühenden Span, absorbirt wird und beim Erkalten wieder erscheint. *Vogelsang* und *Geißler* haben durch Spectralanalyse des Dampfes decrepitirter Einschlüsse nachgewiesen, daß bisweilen wirklich flüssige Kohlensäure in solchen Flüssigkeitseinschlüssen vorkommt. Wahrscheinlich findet sich flüssige Kohlensäure auch in den sog. doppelten Flüssigkeitseinshlüssen, in denen gleichsam zwei Libellen in einander eingeschachtelt liegen.

Die verschiedenen Mineralien verhalten sich sehr verschieden in Bezug auf die Fähigkeit, Flüssigkeit in Einschlüssen aufzunehmen. Der Hauptträger derselben ist der Quarz; in dunkelen Mineralien sind die Flüssigkeitseinschlüsse schwer nachzuweisen, in manchen anderen kommen sie nur selten oder gar nicht vor. Die relative Menge der Flüssigkeitseinschlüsse kann je nach dem Gestein und dem einzelnen Vorkommniß in ein und demselben Mineral eine sehr verschiedene sein. Auch die Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse, ob sie einzeln oder in Reihen und Platten, etwa nach krystallographischen Flächen orientirt vorkommen, ist in den einzelnen Fällen verschieden, aber stets beachtenswerth.

Glaseinschlüsse sehen oft den Flüssigkeitseinschlüssen sehr ähnlich aus, so daß ihre Unterscheidung schwierig sein kann. Wie Flüssigkeiten, so werden auch winzige Partikeln amorpher und zwar glasiger Substanz bei der Entstehung der Gesteinsmineralien von denselben aufgenommen. Dampfbläschen, die auch in keinem gesetzmäßigen Verhältniß zu der Größe der glasigen Masse stehen, finden sich fast stets, bisweilen mehre in einem Einschlusse. Sind die Bläschen sehr groß, so daß das Glas nicht mehr wahrnehmbar ist, dann sehen auch solche Einschlüsse wie Dampfporen aus. Selbstverständlich verdanken auch viele von den oft ungeheuer häufigen **Dampfporen** allein Gasen und Dämpfen ihre Entstehung ohne weitere Betheiligung einer noch so minimalen Menge von Glas oder Flüssigkeit. Außer Gasporen enthalten Glaseinschlüsse auch sehr oft noch winzige Körnchen und Nädelchen krystallinischer Natur.

Glaseinschlüsse finden sich beinahe in allen Gemengtheilen in Gesteinen gleich häufig, auch nehmen sie nicht selten die Form ihres Wirthes an. Die Menge der Glaseinschlüsse und ihre Vertheilung muß im gegebenen Falle beachtet werden. Auffällig ist es, daß, wie *Becker* fand, Glaseinschlüsse auch secundär in Mineralien durch starke Erhitzung entstehen können, ohne daß dabei die Mineralkörner selbst geschmolzen werden; eine Erklärung dieser Erscheinung ist noch nicht gegeben worden, immerhin aber sind alle Glaseinschlüsse Zeugen für hohe Temperatur bei der Bildung der Massen.

Außer Glas und Flüssigkeit findet man auch noch andere Körper, andere Mineralien als Einschluß in den Gemengtheilen der Gesteine. Diese Einschlüsse sind meist nur von geringer Größe und auf die Weise in ihren Wirth gekommen, daß während der Bildung des letzteren die schon fertigen Körperchen mit eingehüllt wurden, etwa in derselben Weise, wie wir uns das namentlich für die Glaseinschlüsse zu denken haben. In Gesteinen herrscht im Allgemeinen keine besondere Gesetzmäßigkeit, welche Mineralien in anderen als Einschlüsse vorkommen können, während doch in einzelnen Mineralien wieder andere ganz bestimmte als Einschlüsse erscheinen. Wir finden z. B. in den Olivinen vieler Basalte winzige Oktaeder eines Spinelles, ohne daß dieselben sonst im Gesteinsgewebe vorkämen. In solchem Falle will es scheinen, als ob diese Einschlüsse einen in die chemische Constitution ihres Wirthes nicht aufnehmbaren Rest der einmal auf einen Punkt concentrirten Molekeln darstellten.

Was die Menge der Mineraleinschlüsse betrifft, so sind sie bald gering an Zahl, gar nur vereinzelt, bald häufiger, bald sind sie auch in sehr großer Anzahl vorhanden; ja es geht dies soweit, daß der Wirth dem Ganzen nur die Krystallgestalt verleiht, während die Einschlüsse ihren Wirth an Masse weit übertreffen.

Für die Structur der Mineralien in Gesteinen sind von besonderer Wichtigkeit auch die Erscheinungen, in denen sich das Wachsthum derselben durch Attraction und Concentration gleichartiger Molekeln im zonalen Aufbau offenbart. Sind die verschiedenen Zonen etwa abweichend gefärbt, läßt sich ihre verschiedene chemische Constitution durch gewisse optische Phänomene nachweisen, oder sind die Zonen verschieden reich an Einschlüssen, so ist der zonale Aufbau unter dem Mikroskope sehr augenfällig; auch schon makroskopisch ist er namentlich an Feldspathen oft zu beobachten. Eine besondere Modification dieser Wachsthumserscheinungen ist es, wenn die äußeren Schichten nicht mehr von derselben Mineralart sind, sondern einer stark abweichenden Varietät oder gar einem anderen Minerale angehören.

5. Haupt- und Nebenbestandtheile der Gesteine.

Von den vorher erwähnten Mineralien bilden nun je eines oder mehre in Verbindung ein Gestein. Diejenigen Gesteine, welche aus Individuen nur eines einzigen Minerales bestehen, hat man einfache Gesteine genannt im Gegensatz zu den gemengten Gesteinen, in welchen zwei oder mehr Mineralien mit einander combinirt sind. Wirklich einfache Gesteine sind jedoch selten und mit anderen gemengten Gesteinen auf das Innigste verwandt, so daß ein grundsätzlicher Unterschied nicht besteht. Die ein Gestein zusammensetzenden Mineralien nennt man die Gemengtheile des Gesteines; da nun aber das relative Mengenverhältniß der Gemengtheile ein verschiedenes sein kann, so kennt man noch nicht die chemische Zusammensetzung eines Gesteines in Bausch und Bogen, wenn auch die Gemengtheile ihrer chemischen Constitution nach bekannt sind. Nun läßt sich aber die mineralische Zusammensetzung

eines gemengten Gesteines mit viel geringerer Mühe erkennen als die chemische, und andererseits bildet auch bei manchen Gesteinsgruppen die ähnliche mineralische Zusammensetzung ein innigeres Band als die chemische. Deßhalb ist man bei der Abgrenzung der Gesteinsarten nur bis auf die mineralischen Elemente zurückgegangen und pflegt irgend ein Gestein in nicht ganz genügender Weise als Combination der und der Mineralien zu definiren. Diese Mineralien wären dann also die Hauptgemengtheile des Gesteines, diejenigen, welche da sein müssen, damit das betr. Gestein den betr. Namen führen könne. Kommen nun in den Gesteinen noch andere Mineralien in geringer Menge vor, deren Anwesenheit aber für die Benennung der Gesteine weiter von keinem Werthe ist, so nennt man solche Mineralen Nebengemengtheile, Uebergemengtheile oder accessorische Gemengtheile. Zieht man den einen oder den anderen accessorischen Gemengtheil noch zur näheren Bestimmung oder Begrenzung einer Gesteinsart herbei, so wird er zum wesentlichen accessorischen Gemengtheil.

Die Grenze zwischen Haupt- und Nebengemengtheilen ist also auch keine besonders scharfe; es leuchtet ein, daß je enger wir den Begriff einer einzelnen Gesteinsart feststellen, desto mehr frühere Nebengemengtheile zu Hauptgemengtheilen werden; da aber eine genauere Begriffsbestimmung immer eine Folge des Fortschrifts zu größerer Erkenntniß ist, so nimmt mit der Zeit die Zahl der als accessorisch angesehenen Gemengtheile in Gesteinen immer mehr ab.

Vielfach wird es auch im Belieben des Einzelnen liegen, ob ein Gemengtheil als accessorisch aufzufassen ist oder nicht. Die Grundbestandtheile der Gesteine sind schließlich immer die chemischen Elemente, denn es giebt nur wenig Gesteine, deren Material so bunt zusammengeworfen ist, daß eine wenigstens halbwegs feste chemische Zusammensetzung oder doch eine Beziehung der Gemengtheile zu einander auf Grund ihrer chemischen Constitution fehlte. Außer bei den wenigen wirklich einfachen Gesteinen stehen die chemischen Elemente der Gesteine zwar in keinem stöchiometrischen Verhältnisse zu einander, man kann nicht chemische Formeln für die Gesteine aufstellen, wie dies allerdings versucht worden ist, allein in weitaus den meisten Fällen ist die mineralische Zusammensetzung immer eigentlich nur ein Ausdruck für die chemische. Faßt man also ein Gestein auf als eine Masse von bestimmter chemischer Zusammensetzung, dann sind alle Gemengtheile einander gleichwerthig, es giebt dann überhaupt keine accessorischen Gemengtheile. Diese Auffassung ist die schwierigere, aber wohl die richtigere; man muß im Auge behalten, daß die Gesteine nicht unseren Definitionen angepaßt sind, sondern daß letztere nur ein künstliches Fachwerk sind, in welches wir die in der Natur gegebenen Massen hineinzwängen wollen oder müssen, um uns über sie zu verständigen. Zur Erleichterung des Ausdruckes thut man daher wohl, die Unterscheidung in Haupt- und Nebengemengtheile gelegentlich beizubehalten.

Es giebt eine sehr große Zahl von Mineralien, welche in geringer Menge oder seltener als Gemengtheile der Gesteine erschienen; je ge-

nauer die Gesteine untersucht werden, in desto mehren findet man dieselben Mineralien in geringer Menge. So ist für den Rutil, für Zirkon, für Apatit in der letzten Zeit eine früher ungeahnt weite Verbreitung nachgewiesen worden. Fast alle wasserfreien Silicate finden sich als Gesteinsgemengtheile, und viele derselben sind für die genauere Eintheilung zu verwenden. Auch mehre vorher nicht erwähnte Metalloxyde und Schwefelmetalle finden sich in den Gesteinen, seltener sind Mineralien aus den übrigen Ordnungen und Classen des Mineralreiches. Speciellere Nachweise suche man im Register des Werkes und bei den einzelnen Gesteinen.

6. Accessorische Bestandmassen. Secretionen.

Als accessorische Bestandmassen bezeichnet man solche Massen, die eine von dem betreffenden Gestein abweichende Zusammensetzung haben, deren Anwesenheit für die Classificirung und Benennung des Gesteins gleichgiltig ist, die aber im Gesteine liegen und meist auch in gewisser Beziehung zu ihm stehen. Eine solche Beziehung fehlt nur in wenigen Fällen. Ein Gestein kann Bruchstücke eines anderen einschließen; sind dieselben spärlich vorhanden, so wird dadurch der Charakter des ganzen Gesteines nicht geändert; die Bruchstücke sind dann nur geologisch, nicht lithologisch von Bedeutung. Beeinflussen dagegen diese Bruchstücke das Gestein in irgend einer Weise, oder sind sie sehr häufig, womöglich so, daß das einhüllende Gestein von den Bruchstücken an Masse übertroffen wird, so werden letztere auch lithologisch wichtig. Aehnliches gilt von Petrefacten in manchen Gesteinen; kalkige Molluskenschalen in Thonen oder Sandsteinen vermögen den Charakter und die Bezeichnung dieser Gesteine nicht zu verändern, außer in dem Falle, daß sie in reichlicher Menge vorhanden sind.

Von Erz- und Mineralgängen, die in einem Gesteine aufsetzen, gilt das Gleiche. Die dynamische Geologie lehrt, daß diese Gänge oder Trümmer bisweilen wohl direct von dem sie einschließenden Gesteine abstammen, aber sie sind zugleich als selbständige Glieder des Gebirgsbaues an und für sich Gegenstände der geologischen Betrachtung. Solche Gänge und Trümmer können aber auch so häufig sein, dabei in ihren Dimensionen so gering, daß sie ganz in dem einen Gesteine darinstecken, daß sie augenscheinlich zu demselben zugehören.

Mineralgänge sind Platten von Mineralaggregaten, welche im Verhältniß zu ihrer Länge und Breite nur eine geringe Dicke besitzen und im Allgemeinen später entstanden sind als das sie einschließende Gestein. Der Bildung eines Ganges muß die Bildung einer Kluft oder wenigstens einer Spalte oder Discontinuität vorausgehen. Auf den Wänden solcher Spalten gelangen durch chemische Processe Mineralien zum Absatz. Nach *C. F. Naumann* muß man einen Unterschied machen, je nachdem die fertig vorliegenden Gänge gebildet sind entweder durch Wachsthum von innen nach außen oder in umgekehrter Richtung. Krystallisirende Substanzen entwickeln eine außerordentliche Kraft bei diesem Vorgange; war Anfangs nur eine ganz schmale Kluft vorhanden, so kann die Ausfüllung, nachdem zunächst eine innerste Schicht gebildet



worden, nach beiden Seiten durch Anlagerung gleichartiger Molekeln immer stärker werden. Die dabei ins Spiel kommende Druckwirkung offenbart sich bisweilen durch die Stauchung der in solchen Fällen auf den Wänden der ehemaligen Spalte meist senkrecht stehenden Mineralfasern. Gesteine, welche durch in der Erde circulirende Gewässer leicht löslich sind, wie Gyps und Kalkstein, werden oft von einer erstaunlich großen Zahl solcher kleiner Gänge durchtrümmert.

Klaffte die Spalte ursprünglich weiter auseinander, so wird sich zuerst an jeder Wand ein Absatz niederschlagen können, der dann nach innen zu an Dicke zunimmt, bis die beiden Schichten in der Mitte zusammenstoßen. Bleiben in der Mitte noch einzelne Hohlräume, so werden die von Krystallflächen begrenzten Enden der Mineralien in dieselben hineinragen, und dieses Verhältniß ist das einzige, welches erkennen läßt, ob ein Gang von innen nach außen oder umgekehrt gewachsen ist; in vielen Fällen wird die Entscheidung schwer oder unmöglich sein.

Unter dem Einflusse der circulirenden Gewässer lassen die Gesteine einzelne ihrer Theile in Lösung gehen, sondern sie gleichsam ab; durch chemische Processe verschiedener Art gelangen diese Theile dann, vielleicht in anderer Form und mit anderen verbunden, zum Absatz. Diese Absätze, zu denen also auch die erwähnten Mineralgänge gehören, heißen Secretionen. Es giebt in manchen Gesteinen nun aber auch Gangbildungen, welche sich nicht so einfach erklären lassen, Gangbildungen, aus deren Bestandtheilen und Verhältniß zum einschließenden Theil man folgern kann, daß sie sich ungefähr gleichzeitig mit dem Gestein gebildet haben müssen. Solche Gänge und Trümmer bezeichnet man als primäre, ihre Deutung gehört mit zu den schwierigsten Problemen der dynamischen Geologie.

Außer auf Spalten und Klüften können Absätze sich auch in kleineren oder größeren Hohlräumen im Gesteine bilden, in Hohlräumen, die nach allen Richtungen ziemlich gleiche Dimensionen haben. Sind diese Hohlräume ganz regellos gestaltet, so nennt man die Ausfüllungen Nester; der edle und gemeine Opal, das Steinmark erscheinen oft in solchen Formen. Sind die Hohlräume mehr oder minder kugelförmig oder ellipsoidisch, so heißen die Secretionen Mandeln oder Geoden. Die Zusammensetzung solcher Mandeln aus concentrischen Schalen, von denen also die inneren jünger sind als die äußeren, läßt die Art und Weise ihrer Entstehung deutlich erkennen. Sind die Mandeln oder Nester nicht ganz ausgefüllt, so nennt man sie Drusen. Die absolute Größe der Secretionen kann sehr verschieden sein, zwischen mikroskopisch kleinen halb ausgefüllten Hohlräumen und mit Stalaktiten bekleideten Höhlen giebt es in Bezug auf die Ausfüllung nur einen graduellen, keinen principiellen Unterschied. In Secretionen erscheinen sehr verschiedene Mineralien, Drusen liefern in der Regel die schönsten und flächenreichsten Krystalle.

7. Concretionen.

Es giebt in vielen Gesteinen auch noch accessorische Bestandmassen, welche auf andere Weise als die eben erwähnte entstanden sind. In

einem Gemisch ungleichartiger Molekeln haben gleichartige das Bestreben, einander aufzusuchen, sich an einzelnen Punkten zu concentriren. In vielen Gesteinen beruht schon die Herausbildung der sie zusammensetzenden Mineralien auf einer derartigen Concentration. Die durch Concentration gleichartiger Molekeln entstandenen accessorischen Bestandmassen der Gesteine nennt man Concretionen. Dieselben bedürfen also zu ihrer Entstehung keines vorhandenen Hohlraumes oder keiner Discontinuität; sie bilden sich im Gesteine, solange darin den Molekeln noch eine Ortsveränderung möglich ist, und die innersten Theile der Concretion sind stets die ältesten.

Als Concretionen können einzelne wohlausgebildete Krystalle erscheinen, z. B. von Gyps im Thon, von Eisenkiesel im Mergel. Dann finden sich Krystallgruppen eines und desselben Minerales, dessen Individuen um ein ideales Centrum gruppirt sind oder sphäroidische Massen mit hervorragenden Krystallspitzen bilden; so die Kupferlasurgruppen im Sandstein, Eisenkiesgruppen und Kugeln vielorts in Thonen und Mergeln. Von sphäroidischen Formen findet ein Uebergang zu lenticulären statt; linsen- und nierenförmige Körper, die aus Carbonaten bestehen und in thonigen Gesteinen vorkommen, sind bisweilen im Inneren von Sprüngen und Klüften durchsetzt, deren Wände manchmal mit Krystallen namentlich von Schwefelmetallen besetzt, oder die mit Carbonaten ausgefüllt sind; solche Concretionen bezeichnet man wohl auch als Septarien.

Linsenförmige Concretionen haben bisweilen eine sehr regelmäßige Gestalt; sie weisen auch wohl wulstige Ränder auf, sind zu zweien (Brillensteine) oder auch zu mehren mit ihren scharfen Rändern verwachsen; ja zuweilen besitzen sie so sonderbar regelmäßige Form, daß man sie für Petrefacten gehalten hat.

Die Größe der Concretionen kann wie die der Secretionen eine sehr verschiedene sein, doch scheinen die meisten nie bedeutende Größe zu erreichen. Organische Reste haben bisweilen den Anlaß gegeben zur Bildung von Concretionen; so findet man Fischreste in den linsenförmigen Sphärosideritknollen, größere Molluskenschalen in den Feuersteinen. Es giebt auch Concretionen, die einen losen Kern umschließen, sog. Klappersteine; die Ablösung des Kernes ist wohl eine Folge nachträglicher chemischer Veränderungen.

Ob Concretionen oder Secretionen vorliegen, wird im gegebenen Falle meist leicht zu entscheiden sein, nur wenn die Entstehung des ganzen Gesteines in Dunkel gehüllt ist, kann auch die Bestimmung accessorischer Bestandmassen mit großen Schwierigkeiten verbunden sein. Dies trifft namentlich bei den Gesteinen archäischen Alters zu: hier tritt uns noch die weitere Frage entgegen, ob nicht vielleicht manche archäischen Gesteinsarten, die ganz von anderen umhüllt werden, nichts anderes sind, als Concretionen in großem Maßstabe, Massen, welche sich gleichsam durch Aussaigerung aus anderen größeren Massen gesammelt haben, etwa weil vielleicht in ihnen die Molekeln ein stabileres Gleichgewicht erlangen konnten.

Da Concretionen stets dadurch entstehen, daß gewisse chemische Bestandtheile aus einem einmal zur Bildung eines Gesteines bestimmten Material sich concentriren, so gehören sie auch stets ganz und gar zu dem Gesteine, sind also stets wesentliche accessorische Bestandmassen, die auch oft genug die Benennung des Gesteines beeinflussen. Dasselbe Phänomen offenbart sich nun aber auch häufig nur insoweit, als einzelne Stellen eines Gesteins-Vorkommnisses an einem oder dem anderen Minerale vorzüglich reich sind, ohne daß diese Stelle sich von dem Verbande des übrigen Gesteines besonders ablöst. Solche Partien sind nun gewiß nichts Accessorisches, sondern nur eine locale Modification eines und desselben Gesteines, sie stehen aber mit den eigentlichen Concretionen wenigstens in vielen Fällen in ununterbrochenem und generellem Zusammenhange.

III. Structur der Gesteine.

8. Formen, in welchen die chemischen Bestandtheile der Gesteine erscheinen.

Es ist im Vorhergehenden darauf hingewiesen worden, daß die chemischen Verbindungen die eigentlichen Grundbestandtheile der meisten Gesteine sind, und daß man soweit wie möglich auf dieselben zurückgehen muß. Die chemischen Bestandtheile können nun in viererlei verschiedener Form in den Gesteinen auftreten.

Die erste Form ist die der amorphen Masse; in dieser Form bilden alle chemischen Bestandtheile eines Gesteins zusammen eine einzige Masse, deren Homogeneität etwa nur dadurch unterbrochen wird, daß an verschiedenen Stellen die chemischen Bestandtheile in etwas verschiedenem gegenseitigen Mengenverhältniß vorhanden sind. Rein amorphe Massen sind unter den Gesteinen äußerst selten, sie erscheinen vielmehr meist mit anderen Formen der Materie gemischt. Amorphe Massen kann man unterscheiden in solche, welche durch einen Schmelzfluß entstanden sind, hyaline, und solche, welche aus gelatinösen Massen im Wasser entstanden sind, die porodinen. Beiderlei amorphe Massen kommen unter den Gesteinen vor; ein Beispiel für die erstere Art liefert der Obsidian, eines für die andere der Menilit.

Den conträren Gegensatz zu den amorphen Massen bilden die krystallinischen. In Gesteinen können nun die krystallinischen Gemengtheile in zweierlei Weise auftreten, je nachdem sie an Ort und Stelle, wo sie sich finden, oder nachdem sie an anderer Stelle, als wo sie sich finden, ihr krystallinisches Gefüge erhalten haben. Gemengtheile der ersteren Art bezeichnet man als authigen, die der anderen Art als allothigen. Es giebt nun Gesteine, welche nur authigene krystallinische mineralische Bestandtheile enthalten, solche welche nur allothigene, solche welche authigene und allothigene zugleich und schließlich solche, welche authi- oder allothigene krystallinische Gemengtheile und authigene amorphe Masse zugleich enthalten.

Die Unterscheidung der authigenen und allothigenen Gemengtheile kann sich auf Formverhältnisse, Art der Einschlüsse, Vertheilung im Gestein, Verwachsung mit anderen Gemengtheilen im Gestein stützen, ist aber bisweilen recht schwer; allgemein giltige Kennzeichen lassen sich kaum angeben.

Diejenigen Gesteine, welche nur aus authigenen Bestandtheilen bestehen, also höchstens neben authigenen krystallinischen Gemengtheilen noch einige authigene amorphe Masse enthalten, hat man früher krystallinische Gesteine genannt, klastisch dagegen diejenigen Gesteine, welche vorzugsweise oder gänzlich aus allothigenen Bestandtheilen zusammengesetzt sind.

Wie sich amorphe Massen, wo sie sich als Gesteine finden, stets als authigen erweisen, so sind organogene Massen, die vierte Form der Erscheinungsweise von Gesteinsbestandtheilen, stets allothigen: doch haben diese Massen große Neigung in authigene überzugehen, indem sie am Orte ihrer Ablagerung entweder mineralisch-krystallinische Structur annehmen, wie Molluskenschalen, oder amorph werden, wie z. B. die Steinkohlen es sind. Gesteine, deren Bestandtheile nur allein in organogener Form auftreten, sind sehr selten.

9. Structur der Gesteine aus authigenen Gemengtheilen nach der Größe derselben.

Es wurde schon oben darauf hingewiesen, daß die Größe der Gemengtheile der Gesteine selten ein bestimmtes Maß überschreitet, daß jene dagegen zu winzigsten Dimensionen hinabsinken können. Für die Abgrenzung der einzelnen Gesteine ist nun sowohl die absolute wie die relative Größe der Gemengtheile von Werth. Gesteine, deren sämmtliche Hauptgemengtheile eine gleichmäßige Größe besitzen, bezeichnet man je nach der absoluten Größe als grob-, mittel- oder feinkörnig. Als grobkörnig bezeichnet man schon diejenigen Gesteine, deren Gemengtheile etwa die Größe kleiner Erbsen haben, wie dies beim Granit, der von der körnigen Structur seinen Namen hat, die Regel ist. Was mittel- und was feinkörnig zu nennen ist, bleibt zum Theil dem subjectiven Ermessen anheimgestellt. Sind die Gemengtheile so klein, daß man sie mit blossem Auge oder schwacher Vergrößerung nicht mehr erkennen kann, dann nennt man das Gestein dicht (compact). Doch ist zu beachten, ob die dem blossen Auge dichten Gesteine noch aus kleinsten Mineralkörnchen bestehen, oder ob sie amorph und structurlos sind. Nur Gesteine der ersteren Art mögen dicht genannt werden; die Unterscheidung von amorphen Gesteinen ist seit der Einführung des Mikroskopes in die Lithologie sehr leicht.

In der Mineralogie heißen Krystallkörner solche Individuen, die keine durch ebene Flächen begrenzte Krystallgestalt aufweisen, sondern in ihrer Formausbildung durch andere Individuen oder Individuen anderer Mineralien beeinflußt wurden. In Gesteinen aus authigenen Gemengtheilen ist dies sehr oft der Fall, man kann solche Körner mit *Rohrbach* als xenomorph bezeichnen: ihnen stehen zunächst die auto-

morphen Gemengtheile gegenüber, welche wenigstens in einzelnen Flächenzonen eigene Formbegrenzung aufweisen. Dann kommen in diesen Gesteinen auch ringsum und gut ausgebildete Krystalle vor und im Gegensatz dazu Partikeln von amorpher Masse; haben die letzteren auch die etwaige Größe und Form wie die anderen krystallinischen Gemengtheile, so sind sie ohne Einfluß auf die Structur der Gesteine, doch ist dieses Verhältniß bisher nur in einigen wenigen Fällen beobachtet worden.

Durch welche Bedingungen die Formentwickelung einzelner Gemengtheile begünstigt oder gehemmt wird, läßt sich ganz allgemein nicht angeben; in verschiedenen natürlichen Gesteinsgruppen werden auch verschiedene Ursachen dieser Erscheinung zu Grunde liegen können. Eine energische Formentwickelung eines Gemengtheiles unter gleichgroßen anderen bildet aber einen Uebergang zu derjenigen Structur, welche man die porphyrische nennt. In vielen Gesteinen finden sich einzelne Individuen eines oder mehrer Gemengtheile bedeutend größer ausgebildet als die übrigen: solche porphyrisch eingesprengten Gemengtheile weisen dann meist auch sehr gute Formentwickelung auf. Solche größere, gut krystallisirte Gemengtheile treten in gewissen Gegensatz zu den übrigen Gemengtheilen, zu der übrigen Gesteinsmasse, welche man eben als Grundmasse bezeichnet. Die porphyrische Structur bezieht sich nur auf das Größenverhältniß der Gemengtheile unter einander, sie kann sowohl bei grobkörnigen wie bei feinkörnigen Gesteinen, ja auch in mikroskopischem Maßstabe in dichten Gesteinen sich finden. Es ist durch gewisse genetische Verhältnisse bedingt, daß feinkörnige und dichte Grundmassen häufiger sind als gröberkörnige. Ferner kann aber auch die ganze Grundmasse amorph sein, so daß die porphyrischen Gemengtheile die einzigen deutlich krystallinischen Bestandtheile des Gesteines sind. Dies ist die Form, in welcher die hyalin-amorphen Gesteine am häufigsten erscheinen.

In sehr feinkörnigen oder dichten Grundmassen vieler Gesteine ist durch mikroskopische Untersuchung sehr oft noch neben den krystallinischen Gemengtheilen einige hyalin-amorphe Masse nachgewiesen worden. Diese amorphe Masse spielt den übrigen krystallinischen Gemengtheilen der Grundmasse gegenüber meistens ihrerseits wieder die Rolle einer Grundmasse; zur Unterscheidung ist sie deshalb mit dem Namen Basis belegt worden. Wenn eine solche Basis gleichsam einen bei der Verfestigung des Gesteines amorph übrig gebliebenen Rest darstellt, so braucht sie doch keineswegs dieselbe chemische Zusammensetzung zu haben, wie das ganze Gestein in Bausch und Bogen.

10. Structur der Gesteine aus allothigenen Gemengtheilen nach der Größe derselben.

Bei den Gesteinen, die ganz oder vorzugsweise aus allothigenen Gemengtheilen bestehen, ist die absolute Größe derselben von größerem Einfluß auf die Classification als bei der vorigen Gruppe von Gesteinen. *C. F. Naumann* theilt die hier in Rede stehenden Gesteine ihrer Structur nach in drei Gruppen.

Bei den Psephiten sind die näheren Bestandtheile der Gesteine größere Bruchstücke anderer präexistirender Felsarten; der Form der Bruchstücke nach zerfallen die Psephite in Breccien und Conglomerate. Breccien sind Gesteine, die aus mehr oder minder scharfkantigen Bruchstücken zusammengesetzt sind. Diese Bruchstücke können entweder einem und demselben Gesteine entstammen oder verschiedenen angehört haben. Die Größe der Bruchstücke ist keiner Regel unterworfen; es können einerseits Kubikmeter oder -klafter große oder noch größere Stücke zu einer Breccie vereinigt sein, oder andererseits können die Bruchstücke sehr klein, erbsen- oder hirsekorngroß sein. Meist liegen auch zwischen den größeren kleinere und immer kleinere Fragmente, die von den je größeren freigelassenen Räume ausfüllend und so feste Gesteine erzeugend. In anderen Fällen kann aber die verbindende Masse auch ganz anderer Art z. B. von rein krystallinischer Structur sein.

Conglomerate sind Gesteine, welche aus abgerundeten Bruchstücken anderer Gesteine bestehen, und zwar eines oder mehrer Gesteine: im ersteren Falle heißen die Conglomerate monogen oder besser homomikt, im zweiten polygen oder polymikt. Wie Breccien so sind auch Conglomerate bisweilen nur gelegentliche Structurformen von Gesteinen aus authigenen Gemengtheilen. Anderseits ist ein polygenes Conglomerat meist nicht nur eine Structurform von Gesteinen, sondern selbst eine Gesteinsart, da die nähere Beschaffenheit der einzelnen Rollstücke meist ohne besondere lithologische Bedeutung ist. Rollstücke erreichen nicht die absolute Größe der Bruchstücke in Breccien, was in der Art der Entstehung begründet ist: dagegen können die Rollstücke sehr geringe Dimensionen aufweisen. Auch erscheinen größere und kleinere Rollstücke stets zu gleicher Zeit in derselben Masse.

Sind alle Bruchstücke oder Rollstücke, die sich zu einem Gesteine verbinden, von geringer Größe, höchstens etwa erbsengroß, so nennt man die Structur des Gesteines psammitisch. Auch bei dieser Structur kommen sehr oft größere und kleinere Stücke in demselben Gestein zusammen vor; ob aber die Stücke eckig oder kantig sind, oder abgerundet, ist weiter von keinem Belang; meistens werden wohl Elemente beiderlei Gestaltung zusammen vorkommen. Besonders zu erwähnen ist es, daß auch wohl ausgebildete Krystalle in gewissen Psammiten vorkommen, im mikroskopisch kleinen Dimensionen sind sie gar nicht selten.

Pelite sind diejenigen Gesteine, welche aus ganz winzigen, dem unbewaffneten Auge kaum oder nicht unterscheidbaren Bruchstücken fremder Gesteine resp. Mineralien bestehen. Deshalb sehen Pelite oft wie dichte krystallinische Gesteine aus und erst das Mikroskop vermag ihre Bestandtheile zu sondern und zu bestimmen.

In den meisten Fällen erscheinen in Psephiten, Psammiten und Peliten nicht nur allothigene, sondern auch authigene Gemengtheile: diese sind aber fast stets von mikroskopisch kleinen Dimensionen und bilden einen Theil des Cementes zwischen den kleineren und größeren allothigenen Bestandtheilen, eines Cementes, welches eben erst dem ganzen Gestein einen festen Zusammenhalt verleiht.

11. Structur der Gesteine nach der Anordnung der Gemengtheile.

Aus Gemengtheilen derselben Art, von derselben Form und Größe können sehr verschiedene Gesteine zusammengesetzt sein je nach der Art und Weise, in welcher diese Gemengtheile in Bezug auf einander gelagert oder mit einander verbunden sind. Der erste Unterschied, den man machen kann, ist der zwischen lockeren und festen Gesteinen. Erstere Structurform findet sich meist bei Gesteinen aus allothigenen Gemengtheilen, dann aber in gewissen Producten der Vulkane auch bei solchen aus authigenen Gemengtheilen. Bei lockeren Gesteinen haben die einzelnen Bestandtheile gar keinen Zusammenhang mit einander, Dünensand und vulkanische Asche sind Beispiele hierfür. Die meisten Gesteine sind fest, indem entweder ihre Bestandtheile ursprünglich mit einander verwachsen sind, oder indem sie durch ein Cement mit einander verbunden wurden; lockere Gesteine stehen oft in engster Beziehung zu festen.

Ungleich bedeutungsvoller ist der Unterschied zwischen Gesteinen mit richtungsloser Gruppirung der Gemengtheile und solchen, in welchen die Gemengtheile nach einer oder mehren Richtungen gesetzmäßig mit einander verbunden sind. Als massig bezeichnet man diejenige Structurform der Gesteine, bei welcher alle Gemengtheile, mögen sie krystallinisch oder amorph, authigen oder allothigen sein, so mit einander verbunden sind, daß die Structur nach allen Richtungen dieselbe ist; doch ist diese Bedingung oft nicht ganz streng erfüllt, ohne daß dadurch die massige Structur wesentlich verändert würde. Haben die betr. Gesteine körnige Structur, so bezeichnet man sie in diesem besonderen Falle als richtungslos körnige Structur.

Als Gegentheil der massigen Structur ergiebt sich zunächst die Parallelstructur. Die Gesteinsgemengtheile können nämlich alle mit ihren größten Dimensionen oder ihrer größten Flächenausdehnung einer einzigen bestimmten Richtung parallel geordnet sein; diese Structur heißt die gestreckte, weil bei einigen Gesteinen vielleicht eine mechanische Streckung stattgefunden hat, welche dann diese Structur zur Folge hatte; besser wird sie wohl ohne Rücksicht auf wirkliche oder vermeintliche Verhältnisse bei der Entstehung als lineare Parallelstructur bezeichnet. Diese Structur kann aber auch nur in geringem Grade ausgebildet sein, so daß sich also die Parallelität nur an gewissen Verhältnissen der Gemengtheile offenbart. In diesem Falle ist die lineare Parallelstructur völlig vereinbar mit einer sonst massigen Structur; dies läßt sich daran erkennen, daß solche Gesteine ebenso unregelmäßige Bruchflächen beim Zertrümmern aufweisen, wie z. B. die richtungslos körnigen. Es tritt also die Parallelstructur nur für den äußeren Habitus auffällig hervor, während sie für das ganze Gestein weniger bedeutungsvoll ist. Als Extrem der linearen Parallelstructur kann man dagegen die stengelige Structur bezeichnen, wie sie z. B. der Gneiß bisweilen aufweist.

Die lineare Parallelstructur kann in einem Gesteine entweder stets dieselbe Richtung innehalten, oder sie kann die Richtung wechseln, meist in allmählichem Uebergange. Das letztere Verhältniß findet sich aber wohl

nur bei geflossenen Laven und ihren Analogen. In makroskopischem Maßstabe läßt sich diese gewunden linear-parallele Structur wohl auch nur in wenigen Fällen beobachten, z. B. bei den Quarzporphyrfelsen bei Alt-Leisnig in Sachsen. Mikroskopisch dagegen ist sie ungemein häufig und wird dann mit Rücksicht auf ihre Entstehung Mikrofluctuationsstructur genannt. Größere Gemengtheile zwischen kleineren oder kleinere in einer amorphen Basis liegen mit ihrer Längsausdehnung neben und hinter einander parallel angeordnet, wie Hölzer, die stromabwärts treiben; diese Ströme von Gemengtheilen sind bald gerade, bald gewunden, bald stauen sie sich an größeren Körpern, bald zertheilen sie sich, bald fließen sie zusammen; sie gewähren so zu sagen den Anblick einer versteinerten Bewegung und sind deshalb von hoher Bedeutung für die Beurtheilung der Entstehung der betr. Gesteine.

Als Migrationsstructur bezeichnet *v. Gümbel* eine der Mikrofluctuation in der Erscheinungsweise ähnliche, meist auch nur unter dem Mikroskope erkennbare Structur, bei der gewisse Molekeln bei der Entstehung des Gesteines wanderten und sich in kurzen Strängen aggregirten; diese Structur findet sich besonders in Tuffen.

Bei der planen Parallelstructur liegen die Gesteinsgemengtheile in Bezug auf eine mehr oder minder ebene Fläche gesetzmäßig angeordnet. Auch diese Structur kann in verschiedenem Grade ausgebildet sein, sich aber auch in verschiedener Weise manifestiren; überhaupt aber wird sie stets bedingt durch Vorhandensein flacher Gesteinselemente, seien das nun flache Krystalle, blätterige Mineralien, flache Gerölle oder plattige Mineral- oder Molekelcombinationen. Als extreme Form der planen Parallelstructur kann die schiefrige Structur gelten; bei derselben sind die Bestandtheile zwar gleichmäßig im Gesteine vertheilt, aber eben mit ihrer größten Flächenausdehnung einander streng parallel; Gesteine mit schiefriger Structur spalten deshalb sehr leicht nach dieser Richtung der planen Anordnung der Gemengtheile.

Sind nur einige Gemengtheile oder nur ein Theil der ganzen Masse in kleinen, einander annähernd parallelen und von einander getrennten Partien angeordnet, dann besitzt das Gestein die sog. flaserige Structur, wobei meist noch die zwischen den parallelen Theilen liegenden Massen als wenigstens annähernd richtungslos körnige Knollen auftreten und dadurch die im Großen und Ganzen parallelen Massen zu Krümmungen im Kleinen zwingen. Ist dies letztere Verhältniß sehr stark ausgeprägt, so entsteht die durchflochtene Structur. Liegen dagegen die einander parallelen Gesteinselemente nicht zu Partien oder kleineren Lamellen vereinigt, sondern einzeln, so nennt man die Structur wohl auch schuppig, wenn Glimmer oder glimmerähnliche Mineralien die Parallelstructur verursachen.

Sind die Bestandtheile in einem Gesteine mit planer Parallelstructur nicht gleichmäßig vertheilt, sondern wird die Structur hauptsächlich dadurch hervorgerufen, daß verschieden zusammengesetzte, einander parallele Lagen mit einander wechseln, so hat das Gestein eine lagenförmige Structur. Lagenförmige und schiefrige Structur stehen natürlich in enger

Beziehung zu einander, sie gehen in einander über, können combinirt auftreten, sie können aber auch von einander ganz unabhängig sein; so spalten z. B. viele Gesteinsvorkommnisse mit ausgezeichnet lagenförmiger Structur durchaus nicht nach diesen Lagen, weil dieselben mit einander zu fest verwachsen und durch keine Spur von platten Gesteinselementen von einander getrennt sind.

Wenn bei der planen Parallelstructur der Parallelismus nicht nach Ebenen, sondern nach mannigfach gekrümmten und gefalteten Flächen stattfindet, so bezeichnet man diese Structur im Besonderen als gefältelt. Dabei ist aber zu beachten, daß, was im Kleinen stark gefältelt ist, im Großen doch ganz ebene Structur aufweisen kann, wie denn z. B. Phyllite die schönste Fältelung auf den ebenen Schieferungsflächen aufweisen, meist sogar eine doppelte Fältelung in zwei sich unter irgend einem Winkel schneidenden Richtungen.

Im Gegensatz zur massigen Structur stehen auch noch die verschiedenen Arten der sphärischen Structur. Hier sind es einzelne Punkte im Gesteine, um welche eine mehr oder minder gesetzmäßige Gruppirung der Bestandtheile des Gesteines stattfindet, indem diese entweder concentrisch-schalig oder radial-strahlig oder in beiderlei Weise zugleich oder aber auch nur unregelmäßig körnig angeordnet sind. Bei der concentrisch-strahligen Structur können die einzelnen Schalen entweder dieselbe mineralische Beschaffenheit haben mit nur geringen Abweichungen durch Färbung, Beimengungen u. s. w., oder sie können ihrer Substanz nach verschieden sein. Dasselbe gilt von den einzelnen Strahlen bei der radial-strahligen Structur. Liegen sphäroidische Massen vereinzelt in einer anders gearteten Gesteinsmasse, dann können sie eine völlige Kugelgestalt oder mindestens ellipsoidische Form haben; liegen sie dicht neben einander, so können sie sich in ihrer äußeren Form beeinflussen; ihr Wesen ist durch die innere Structur bestimmt.

Zu der sphärischen Structur gehören folgende besondere Structurarten. Die centrische Structur findet sich in krystallinischen Gesteinen archäischen Alters; sie ist meist nur erst unter dem Mikroskope erkennbar und beruht auf dem Bestreben einzelner Gemengtheile, solche anderer Art um sich zu versammeln oder damit allseitig zu durchwachsen; eine irgendwie scharfe Trennung der Partien von centrischer Structur von der übrigen Gesteinsmasse findet nicht statt.

Die oolithische Structur findet sich ursprünglich nur bei Carbonaten; die Gesteine bestehen ganz oder zum großen Theil aus meist zugleich radial-faserigen und concentrisch-schaligen Kügelchen von geringen Dimensionen. Von der Aehnlichkeit solcher Gesteine mit Fischrogen hat die Structur ihren Namen (auch Rogensteinstructur). Pisolithisch nennt man dieselbe Structurart, wenn die Kügelchen größer sind, wie in dem sog. Erbsenstein von Karlsbad.

Structurell oft sehr ähnlich, aber genetisch davon verschieden ist die sphärulitische (auch sphärolithische) oder variolitische Structur; sie findet sich in Silicatgesteinen. Die Kügelchen haben meist nur geringen Durchmesser, etwa $^1/_2$—5 mm, doch kommen auch solche von mehren

Decimetern vor (Kugeldiorit von Corsica). Die einzelnen Sphärulite können aus deutlich bestimmbaren Mineralindividuen bestehen oder auch aus Mikrolithen nur chemisch in ihrer Gesammtheit bestimmbarer Zusammensetzung. Sie liegen entweder enge an einander gedrängt oder von mehr oder weniger „Grundmasse" von einander getrennt. Sind sie nur ganz spärlich vorhanden, dann haben sie natürlich weiter keinen Einfluß auf die Bezeichnung der Structurform des betr. Gesteines. Die Sphärulite sind stets Concretionen, die aber voll und ganz zum Gesteine gehören; in Folge ihrer Bildung durch Concentration sind sie manchmal von der Grundmasse nicht scharf getrennt, sondern gehen in dieselbe über. Sphärulite, welche eine richtungslos körnige Zusammensetzung haben, bilden die seltene granosphärische Structur.

Die doppelt-sphärische Structur besteht darin, daß die kleineren Sphärulite wiederum in concentrischen Schalen um ein ideales Centrum oder einen irgendwie beschaffenen Kern zu großen Sphäroiden angeordnet sind. Im Felsitpechstein bei Meißen in Sachsen liegen Kugeln von mehren dm Durchmesser, die aus abwechselnden Lagen von Sphäruliten und dichter Felsitmasse bestehen. Die Variolite im Fichtelgebirge und Frankenwald bestehen bisweilen gänzlich aus bis 1 m und drüber im Durchmesser haltenden Sphäroiden, die aus concentrischen Schalen an Sphäruliten (Variolen) reicherer und ärmerer Masse zusammengesetzt sind. Statt der kleinen Sphärulite erscheinen dort in Kalkdiabasen und Leukophyren auch mit Kalkspath erfüllte Poren.

Bei den bisher betrachteten Structurformen findet vollständige Raumerfüllung durch die Gemengtheile des Gesteines statt; in gewissem Gegensatze dazu stehen die Arten poröser Structur, bei welcher das Gestein mit massiger, schiefriger oder sonst wie gearteter Structur von kleineren Hohlräumen durchdrungen wird. Porös wird die Structur genannt, wenn kleine Hohlräume ganz allgemein und mehr oder minder gleichmäßig im Gesteine verbreitet sind; cavernöse Structur wird durch größere, unregelmäßige und unregelmäßig vertheilte Hohlräume erzeugt; zellig ist die Structur, wenn die unregelmäßigen Hohlräume durch verhältnißmäßig nur wenige feste Substanz von einander getrennt sind. Sind die reichlich vorhandenen Hohlräume alle kugelrund oder sphäroidisch oder ellipsoidisch geformt, was durch besondere genetische Verhältnisse bedingt wird, dann heißt die Structur eine blasige; sie wird zur schlackigen, wenn zu den rundlichen Hohlräumen auch noch größere, mehr unregelmäßig gestaltete hinzutreten; die blasige Structur kann in schaumige übergehen durch Zunahme der regelmäßig rundlich geformten Hohlräume. Wenn die Hohlräume von Gesteinen mit ursprünglich blasiger Structur durch Secretionen ausgefüllt sind, dann spricht man von einer Mandelstein- oder amygdaloidischen Structur, welcher Name von der Form der Secretionen herstammt.

IV. Lagerung der Gesteine.

12. Auflagerung der Gesteine.

Die architektonische Geologie lehrt, in welcher Form die Gesteine beim Aufbau der Erdkruste zur Verwendung gelangt sind, sie behandelt die Gesteinsmassen nach ihrer räumlichen Begrenzung als Einzelmassen, sie weist auf die Veränderungen hin, welchen die Form im Laufe der Zeit unterliegen kann, sie zeigt die Verschiedenheiten in der Lagerung der Gesteine im Gebirge und in der Ebene. Die Lithologie als Einzelwissenschaft gebraucht nur Weniges von den Lehren der architektonischen Geologie, sie betrachtet die Lagerung der Gesteine nur insofern sie mit den Eigenthümlichkeiten und der Entstehung der Gesteine in engem Zusammenhange steht.

Weitaus am häufigsten sind die Gesteine derart gelagert, daß das eine über dem anderen liegt, demselben aufgelagert ist. Die Ursache dieser Lagerungsform ist die Schwerkraft der Erde: da dieselbe an allen Stellen der Erde in gleich starker Weise wirkt und zwar in der Richtung gegen den Mittelpunkt der Erde, so nehmen die Gesteine die Form plattiger Massen zunächst von unbestimmter Ausdehnung an. Im Allgemeinen ist die Mächtigkeit, d. h. die Dicke dieser Platten im Verhältniß zu ihrer wenigstens ursprünglich horizontalen Ausdehnung eine sehr geringe. Ist eine solche Platte von einander mehr oder minder parallelen Flächen begrenzt, so heißt sie eine Schicht. Die Benennungen Lager und Flötz enthalten zum Theil die Beziehung auf das technisch Werthvolle. Hat die Ablagerung in einer Richtung eine besonders lange Ausdehnung, entstanden dadurch, daß die ganze Masse in dieser Richtung geflossen ist, so heißt sie ein Strom. Eine Schicht, welche nicht noch von anderen Schichten bedeckt wird, nennt man eine Decke.

Die Mächtigkeit der Schichten hängt zunächst ab von der Menge gleichartigen Materials, welches zur Bildung des Gesteines geliefert wurde; tritt eine Unterbrechung in der Zufuhr von Material oder gar eine Aenderung seiner Beschaffenheit ein, so erhält die Schicht nach oben ihre Grenze, die zugleich zur unteren Grenze und Unterlage für die sich zunächst bildende Schicht wird. Das Vorkommen successiv über einander liegender Schichten nennt man Schichtung, und Gesteine, welche in dieser Weise vorkommen, heißen geschichtete. Die horizontale Ausdehnung einer Schicht hängt sowohl von der Materialzufuhr als auch von den räumlichen Verhältnissen des Ortes der Ablagerung ab. Manche Schichten haben eine sehr weite Ausdehnung, sie lassen sich, mit denselben Eigenschaften und aus derselben Substanz bestehend, meilenweit verfolgen. Häufiger dagegen sind Schichten auch horizontal von ziemlich beschränkten Dimensionen, indem sie von einem Punkte oder einer geschlossenen Curve aus nach allen Seiten an Mächtigkeit abnehmen, bis sie ganz aufhören, sich auskeilen, wie es heißt. Ist die horizontale Ausdehnung einer Schicht im Verhältniß zur Dicke nur gering, keilt sie

sich in Folge dessen ziemlich schnell aus, so hat die Schicht ungefähr die Form einer flachen Linse. Die ältesten geschichteten Gesteine auf der Erde, die der archäischen Periode, kommen meist in solchen linsenförmigen Schichten vor. Sind Mächtigkeit und horizontale Ausdehnung noch weniger von einander verschieden, hat die Ablagerung also etwa die Form einer sehr dicken Linse oder ähnliche aber unregelmäßige Form, so hat man die Ablagerung wohl einen Stock genannt.

In einer Reihenfolge von Schichten, die sich kurz hinter einander bildeten, ehe besondere Niveauveränderungen stattfanden, pflegen alle Schichten unter einander parallele Schichtungsflächen zu haben. Es kommt jedoch auch vor, namentlich beim Sandstein, daß zwischen zwei einander parallelen Schichten ein System von Schichten eingelagert ist, welche zwar unter sich parallel sind, aber mit den ersteren einen mehr oder minder spitzen Winkel bilden. Diese Erscheinung nennt man discordante Parallelstructur. Eine Ablagerung des Materiales in strömendem Wasser ist wohl die Ursache dieser Erscheinung; dieselbe Ursache liegt auch der noch complicirteren Lagerungsform der Driftstructur zu Grunde. Dabei liegen flach gekrümmte Schichtensysteme von vielleicht nicht mehr als einem Meter Ausdehnung neben und über einander. Es ist dabei zu sehen, daß offenbar eben abgelagerte Schichten gleich wieder zum Theil aufgerührt und zu neuen Schichten an anderer Stelle verarbeitet wurden. Nur an jüngeren Sanden ist diese Structur nachgewiesen worden.

Als ein Extrem ungleichförmiger Ablagerung der Schichten ist der wohl sehr seltene Fall zu betrachten, daß eine entschieden sedimentäre Schicht andere desselben Ursprungs quer durchsetzt. *Frantzen* berichtet von einer Conglomeratbank nördlich vom Brandleitetunnel im Thüringer Walde, die andere Schichten des Rothliegenden durchquert. Lockere, unter Wasser in Bewegung gerathene Massen können eine solche Erscheinung hervorrufen; immerhin hat man es dann aber nur scheinbar mit durchgreifender Lagerung zu thun, da die Schichten im Hangenden jünger sind als die durchquerende Bank.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen die Oberflächen der Schichten. Die Ursache der Bildung einer oberen Grenzfläche liegt wie angeführt ganz allgemein an der Unterbrechung der Zufuhr von Material für die Schicht. Ist diese ursprünglich aus lockerem Material unter Wasserbedeckung gebildet worden, so hat bisweilen der sich bis zu ziemlicher Tiefe fortpflanzende Wellenschlag eine wellenähnliche Furchung der Oberfläche der Schicht erzeugt, die sog. Wellenfurchen (englisch: ripple-marks). Sandsteine weisen dieselben oft sehr schön und auf große Entfernungen hin auf.

Verschiedene Erscheinungen bieten Schichtenoberflächen dar, die nach ihrer Bildung eine Zeit lang von der Wasserbedeckung befreit waren. Vorweltliche Thiere haben über diese Flächen hinschreitend die Eindrücke ihrer Füße hinterlassen (Thierfährten, Ichniten); in Deutschland sind berühmt die Fährten im Buntsandstein von Hessberg bei Hildburghausen; großes Aufsehen erregten 1882 die Fährten im diluvialen

Sandstein im Hofe des Staatsgefängnisses zu Carson City, Nevada, U. S. A. Auf der Unterfläche der nächsten Schicht sind dann durch Ausfüllung der Eindrücke gleichsam Abgüsse der Fußsohlen der Thiere erhalten. Beim Austrocknen vom Meereswasser verlassener Schichten sind bisweilen Salzkrystalle aus den losen Materialien herausgeblüht; beim Hereinbrechen einer Fluth, die neues Material für die folgende Schicht mitbrachte, wurden auch die Salzwürfel bedeckt, gelöst und durch Gesteinsmassen ersetzt. Die so entstandenen Steinsalz-Pseudomorphosen weisen oft treppenförmigen Aufbau, manchmal auch eine seitliche Verschiebung auf, welche letztere wohl erst durch Pressung des Anfangs noch weichen Ausfüllungsmateriales erzeugt wurde. Sie sind namentlich im Röth und Keuper Deutschlands häufig. War die Oberfläche der bloßgelegten Schicht durch Austrocknung geborsten, so entstanden durch Ausfüllung der Spalten auf der Unterfläche der folgenden Schicht leistenförmige Wülste, welche auch mit den Thierfährten zugleich vorkommen. Andere wulstförmige Erhabenheiten auf Schichtungsflächen mögen auch Abdrücke von Spuren sein, welche z. B. Würmer, Mollusken, Krebse auf oder in dem Boden zurückgelassen haben; einige solcher Dinge sind wohl auch als Körperreste von Thieren oder Pflanzen gedeutet worden. Flache rundliche Vertiefungen mit schwach erhöhtem Rande werden für Spuren von Regentropfen gehalten, doch ist auch die Meinung aufgestellt worden, daß durch zähen Schlamm hervorgedrungene und schließlich aufgeplatzte Luftblasen die Vertiefungen erzeugt hätten. Die geringe Größe derselben, ihre gleichmäßige Verbreitung und die Beobachtung solcher durch Regentropfen auf dem Meeresstrande entstandener Vertiefungen sprechen für erstere Auffassung.

Die Oberflächen der Schichten sind ferner oft von besonders gut erhaltenen Resten vorweltlicher Thiere wie Molluskenschalen, Fischschuppen, Knochen von Wirbelthieren u. s. w. bedeckt; zum Theil hat die Anhäufung solcher Dinge direct Anlaß zum Abschluß der Bildung einer Schicht gegeben.

13. Durchgreifende Lagerung der Gesteine.

Im Gegensatz zur Auflagerung der Gesteine steht die durchgreifende Lagerung, die Ablagerung des Materiales mitten zwischen älteren Schichten und zwar quer durch oder parallel zwischen bereits fertige Gesteine. Diese durchgreifende Lagerung der Gesteine kann nur dadurch zu Stande kommen, daß Gesteinsmaterial aus dem Inneren der Erde empordringt. Der übrigens seltene Fall, daß Gesteinsmaterial in oberflächliche Klüfte und Hohlräume zur Ablagerung gelangt, ist von der durchgreifenden Lagerung principiell verschieden und nur ein besonderer Fall der Auflagerung von Gesteinen. Dringt vom Innern der Erde her in Klüfte und Spalten Gesteinsmaterial, verbleibt es und gelangt es dort zur Verfestigung, so nennt man diese mehr oder weniger steil stehenden plattenförmigen Massen Gänge. Ihre Mächtigkeit kann sehr gering sein, nur wenige Centimeter betragen, aber andererseits auch sehr bedeutend sein, vielleicht bis zu vielen Kilometern; in letzterem

Falle ist jedoch die Constatirung der gangartigen Lagerungsform meist sehr schwer. Es bilden solche sehr mächtigen Gänge den Uebergang zu der durchgreifenden Lagerungsform der Stöcke, welche vielleicht nur als mächtige Gänge von geringer Längsausdehnung aufzufassen sind. Es begegnet uns hier die Bezeichnung einer Lagerungsform als „Stock" zum zweiten Male mit einer räumlich und genetisch ganz anderen Bedeutung. Es herrscht jetzt aber das Bemühen, diese principiell verschiedenen Lagerungsformen auseinander zu halten und genauer durch Epitheta zu bestimmen, auch haben jetzt manche früher als Stöcke in durchgreifender Lagerung bezeichnete Massen eine andere Deutung erfahren.

Trennt sich ein schmälerer Gang vom Hauptgange, so bezeichnet man ersteren als Apophyse. Folgt ein Gang einer Schichtungsfläche, dann wird er zum Lagergang, resp. zum intrusiven Lager: ein solches kann sich bisweilen formell in nichts von einer Schicht, die durch Auflagerung entstanden ist, unterscheiden, und es bedarf dann genauer Verfolgung des Lagers und genaue Beachtung aller Eigenschaften, um eine solche Frage zu entscheiden, was übrigens bisweilen gar nicht möglich ist. Breitet sich nämlich in einer Spalte aufsteigende Gesteinsmasse schließlich nicht zwischen Schichten, sondern über anderen Schichten aus, nur von Wasser oder atmosphärischer Luft bedeckt, so bildet sie eine Decke, ein Lager. Die Oberfläche solcher Massen ist bisweilen porös, blasig, schlackig, doch kann schon eine mächtige Wasserbedeckung eine bedeutende Einwirkung auf das Gesteinsgefüge ausüben, so daß es durch die ganze Mächtigkeit gleichförmige Structur aufweist: amerikanische Geologen nennen solche Gesteinsablagerungen auf dem Boden des Meeres Laccolithe. Dieselben sind also formell Schichten völlig gleich, gehören aber genetisch zu den Massen mit intrusiver Lagerungsform.

Dringt Material auf einer Spalte aus dem Erdinnern bis zur Oberfläche der Erde und breitet es sich daselbst nicht in Form von Strömen oder Decken aus, sondern staut es sich zu einer hohen Masse von verhältnißmäßig geringem Umfange an, so bildet es eine Kuppe. Man hat solche primären Kuppen wohl zu unterscheiden von secundären, welche nur stehen gebliebene Theile einer größeren Gesteinsmasse nach Wegführung des Uebrigen sind.

14. Beziehungen bei der Lagerung verschiedener Gesteine zu einander.

Bisweilen nehmen einzelne Gesteine einen so großen Raum auf der Erde ein, daß weit und breit kein anders zusammengesetztes Gestein zu finden ist. Andererseits giebt es aber Gebiete, in denen wir eine große Mannigfaltigkeit der Gesteine vorfinden, welche dann in bestimmtem Altersverhältniß zu einander stehen. Sind die Gesteine in Lagern oder Schichten abgelagert, so ist ursprünglich jedesmal das Ueberlagernde jünger als das Ueberlagerte, ausgenommen den Fall, daß intrusive Lager auftreten. Hat aber eine Ueberstürzung der Schichten stattgefunden, so liegt je die jüngere Schicht unter der älteren; es sind dann außer den etwaigen lithologischen auch die architektonischen und

stratigraphischen Verhältnisse zu beachten, um das Altersverhältniß zu bestimmen. Kommen neben den aufgelagerten Gesteinen auch solche vor, die sich in durchgreifender Lagerung befinden, dann sind stets die letzteren jünger als die ersteren. In diesem Falle ist aber eine genauere Altersbestimmung oft mit großen Schwierigkeiten verbunden, oder gar ganz unmöglich. Man muß zu bestimmen suchen, welche Schichten noch und welche nicht mehr durchsetzt werden; oft sind aber solche Bestimmungen nur annähernd ausführbar, je älter die durchsetzten Gesteine sind, desto schwieriger wird die Altersbestimmung; bisweilen kann man sich durch Bezugnahme auf analoge Fälle in benachbarten Gebieten helfen.

Gesteine, welche in Schichten über einander zur Ablagerung gelangen, üben nur in seltenen Fällen einen Einfluß auf einander aus und dann meist nur in geringem Maße. So können z. B. überlagerte Massen aus den sie überlagernden gewisse Bestandtheile aufnehmen, wie kohlensauren Kalk, Eisenhydroxyde u. a. m. Weit größere Beeinflussungen kommen zwischen generell von einander verschiedenen Gesteinen vor, wie beim Durchsetzen geschichteter klastischer Gesteine durch massige in durchgreifender Lagerungsform, doch wird hiervon erst später zu handeln sein.

Es ist schon oben darauf hingewiesen worden, daß den Gesteinen nur innerhalb gewisser Grenzen eine bestimmte chemische und mineralische Zusammensetzung zukommt. Es giebt im Wesen der Gesteine nichts, was dem Begriff des Individuums bei Thieren und Pflanzen entspricht, und wenn man schon zweifelhaft geworden ist, ob man in der Mineralogie den Begriff der Art (Species) festhalten kann, so giebt es bei den Gesteinen nichts, was dem Begriff einer Art entspricht. Was man wohl dennoch eine „Gesteinsart“ nennt, ist stets ein flüssiger Begriff von großem Umfang. Granit z. B. werden viele Gesteine genannt, welche von einander chemisch, mineralisch, structurell, ja wohl selbst generell verschieden sind. Auch wenn wir den Begriff Granit noch näher bestimmen, z. B. von einem „Biotitgranit“ sprechen, so führen diesen Namen immer noch eine Menge schon nach dem äußeren Habitus verschiedener Gesteine.

Solche nur wenig von einander verschiedenen Gesteine gehören nun oft einer und derselben architektonischen Einheit an, sie sind selbst mit einander zu einem untrennbaren Ganzen verbunden. Die Veränderung in der Zusammensetzung findet mehr oder minder schnell statt, ein Gestein geht in das andere über. So sind fast alle Gesteine durch Uebergänge mit einander verbunden. Diese Uebergänge können sich entweder auf die Zusammensetzung oder auf die Structur, ja selbst auf genetische Verhältnisse beziehen, so daß genetisch verschiedene Gesteine in einander übergeben, ein Verhältniß, welches zu manchen Irrthümern Veranlassung gegeben hat.

Beim Uebergang in Bezug auf chemische und mineralische Zusammensetzung treten an Stelle eines oder mehrer Gemengtheile andere verwandte, also z. B. basischere ein, oder es finden sich Gemengtheile

ein, von denen vorher keine Verwandten vorhanden waren. Zwischen den einzelnen Hauptgesteinsarten, welche die Lithologie unterscheiden muß, giebt es unbestimmbar viele Zwischenstufen, die dann z. Th. durch besondere Epitheta oder durch Combinirung der Benennungen bezeichnet werden. Es ist aber auch dem subjectiven Ermessen ein weiter Spielraum gelassen, der eine wird ein intermediäres Vorkommniß als noch zu der einen Gesteinsart gehörig betrachten, der andere wird es bereits zu der anderen Gesteinsart rechnen. Kommt es bei der Benennung auf rein lithologische Zwecke an, so wird man eine Bezeichnung vorziehen, die möglichst genau die Zusammensetzung ausdrückt, auch wenn dadurch die Bezeichnung eine sehr umständliche Form annimmt. Für rein geologische Zwecke z. B. bei der kartographischen Darstellung wird man dagegen möglichst viele Varietäten zu einem gemeinsam benannten Ganzen vereinigen. Gehen dagegen sehr verschieden zusammengesetzte Gesteinsarten schnell ineinander über, ganz verschiedene Massen, die aber doch zu einer geologischen Einheit zusammengehören, so muß eine jede ihren besonderen Namen behalten.

Ebenso Anlaß zu Zweifeln bei der Benennung wird der Uebergang in structureller Beziehung geben. Es gehen grobkörnige Gesteine in porphyrische und dichte, geschichtete in massige u. s. w. über. Nach dem in der ganzen Masse vorwaltenden Verhältniß wird die Benennung zu wählen sein. Besonders aufmerksam zu machen ist darauf, daß Gesteine in durchgreifender Lagerung sehr oft gegen ihre äußeren Grenzen hin structurelle Uebergänge aufweisen; so werden in der Mitte von Gängen grobkörnige Gesteine nach außen zu feinkörniger, bis sie wohl ganz nahe an den äußeren Grenzen, den sog. Saalbändern, in dichte Modificationen und selbst in glasige übergehen.

Bei der Auflagerung der Gesteine kann der Uebergang sowohl seitwärts als auf- und abwärts stattfinden. Gesteine in durchgreifender Lagerung zeigen Uebergänge sowohl gegen die seitlichen Grenzen als in den Längserstreckungen der Massen, überhaupt aber sind die Uebergänge der Gesteine von ganz besonderer Bedeutung, sowohl für die Bestimmung der genetischen Verhältnisse der Gesteine selbst als auch für viele Fragen aus anderen Gebieten der Geologie. So bedingen z. B. die seitlichen Uebergänge der geschichteten Gesteine den sog. Facieswechsel.

15. Absonderung der Gesteine.

Wohl alle Gesteine befinden sich bei ihrer Entstehung in einem Zustande, welcher den chemischen oder mineralischen Bestandtheilen einige Bewegung gestattet, ehe eine völlige Solidification eintritt. Erfolgt letztere durch Temperaturerniedrigung, Verflüchtigung gewisser Bestandtheile oder sonstwie, so kann eine Zertheilung der ganzen Masse in kleinere Stücke eintreten, die alle genau an einander passen, aber doch durch wirkliche, wenn auch sehr schmale Klüfte von einander getrennt sind. Man nennt diese Erscheinung Absonderung. In ganz unregelmäßiger Weise findet diese Absonderung bei den meisten Gesteinen statt, obwohl sie nicht gerade vorhanden sein muß. Unregelmäßige Absonderung

ist bisweilen von einer nachträglichen Zerklüftung durch den Einfluß der Atmosphärilien oder durch Bewegungen in der Erdkruste nicht zu unterscheiden.

Oft läßt die Absonderung ganz bestimmte Gesetzmäßigkeit erkennen. So ist zunächst die plattenförmige Absonderung zu erwähnen; die ganze Ablagerung des Gesteines zerfällt in einander parallele Platten von nicht gerade bedeutender Dicke, Platten, welche auch oft in gesetzmäßiger Weise den äußeren Grenzen der Ablagerung parallel sind. Die Absonderung in Platten kann auch durch innere, dem unbewaffneten Auge nicht erkennbare Structurverhältnisse beeinflußt sein. Sind die Platten sehr dick, so nennt man eine solche Absonderung wohl auch Bankung, welcher Ausdruck die besonderen, vielleicht schwer bestimmbaren Entstehungsbedingungen der Zertheilung unberücksichtigt läßt.

Bei der säulenförmigen Absonderung zerfällt die ganze Masse in dicht an einander liegende prismatische Stücke von drei bis fünf oder sechs oder noch mehr Seiten. Solche Säulen sind meist in einer und derselben Ablagerung gleich groß, gleich stark, gleich gerichtet. Wohl immer stehen die Säulen senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Ablagerung, in einem senkrecht aufsteigenden Gange z. B. liegen sie also horizontal. Ist die äußere Begrenzung eine gekrümmte Fläche, so kommt es zur fächerförmigen Anordnung der Säulen.

Solche Säulen sind oft noch quergegliedert, indem sich gleichsam mit der säulenförmigen Absonderung die plattenförmige vereinigt; alle neben einander stehenden Säulen sind dann in demselben Niveau durch Klüfte zertheilt. Bisweilen tritt diese Gliederung in gleichen Abständen auf, und es scheint dann jedes Säulenstück sein eigenes Contractionscentrum zu besitzen. Demgemäß sind auch solche Säulen als aus vielen an einander gereihten Kugeln entstanden erklärt worden, aus Kugeln, welche aber durch gegenseitigen Druck eine kantige Gestalt annehmen mußten.

Die parallelipipedische Absonderung ist nun vielleicht ebenfalls eine Combination der säulenförmigen und der plattenförmigen Absonderung, welche dann aber gleich stark ausgeprägt sind. Sie findet sich daher auch bei den geschichteten Gesteinen, indem die Schichtungsfugen mit den Flächen der plattigen Absonderung öfters zusammenfallen. Im Besonderen nennt man die Absonderung quaderförmig, wenn mächtige Schichten durch rechtwinkelig dagegen gerichtete Klüfte in große würfelähnliche Stücke zertheilt sind. An die parallelipipedische Absonderung schließt sich noch die unregelmäßig polyedrische an, die zur ganz unregelmäßigen primären Zerklüftung hinüberführt.

Die vorhin erwähnte Deutung der gegliederten Säulen als einer Reihe von um einzelne Concentrationspunkte gruppirten Massen wird unterstützt durch das nicht seltene Vorkommen von kugelförmigen Gestalten in der Masse der Gesteine. Viele derselben gehören eben zu den concretionären Bildungen, andere aber sind durch kugelförmige Absonderung entstanden, ohne daß also irgend welche Verschiedenheit der Anordnung der kleinsten Mineraltheile stattfände. Vielleicht ist nur um einzelne

Punkte im Gesteine bei der Verfestigung eine größere Dichtigkeit vorhanden. Da Kugeln nun den Raum nicht gänzlich ausfüllen können, so muß zwischen ihnen noch andere Masse ohne Absonderung vorhanden sein. Da ferner solche durch Absonderung entstandenen Kugeln von Faust- bis Kopfgröße und darüber sich bei der Verwitterung wohl stets in concentrische Schalen auflösen, so darf man annehmen, daß die kugelförmige Absonderung überhaupt erst zugleich mit der beginnenden Verwitterung hervortritt, bis dahin aber im Gesteine gleichsam latent ist. Die Schalen, in welche die Kugeln bei der Verwitterung zerfallen, und die oft sehr dünn sind, sind structurell oder den Gemengtheilen nach durchaus nicht von einander verschieden; hierdurch unterscheiden sich eben durch Absonderung entstandene Kugeln von solchen, die durch sphärische Structur hervorgerufen sind, obwohl sich nicht in Abrede stellen läßt, daß beide Erscheinungen mit einander verwandt sind und auch in einander übergehen.

Nichts anderes als kugelförmige Absonderung im Kleinen ist die sog. perlitische Structur. Die Bruchflächen von Gesteinen mit solcher Structur zeigen entweder concentrische und in einander verlaufende gekrümmte Spältchen oder auch deutlich aus sehr dünnen Schalen zusammengesetzte Kügelchen von Hirsekorn- bis Erbsengröße. Unter dem Mikroskope erkennt man, daß diese concentrisch-schalige Absonderung gänzlich unabhängig ist von der Gruppirung der mineralischen Bestandtheile, abgesehen davon, daß es meist an hyalin-amorpher Masse reiche Gesteine sind, welche die perlitische Structur aufweisen. Es sind Gesteine, in denen bei schneller Verfestigung eine gewisse Spannung übrig blieb, die dann durch Bildung der concentrischen Sprünge ausgelöst wurde; in einzelnen Fällen giebt auch erst die beginnende Verwitterung den Anstoß zur Auslösung der lebendigen Kraft.

V. Entstehung der Gesteine.

16. Ursprüngliche Bildung der Gesteine.

Die Gesteine, welche an der Zusammensetzung der Erdkruste theilnehmen, sind auf sehr verschiedenartige Weise entstanden, und für viele hat man noch gar nicht die Art ihrer Entstehung mit Sicherheit festzustellen vermocht. Die Fragen, welche uns hier entgegentreten, sind die allerschwersten im Gebiete der Lithologie; zu ihrer Beantwortung müssen alle Theile der Geologie und vor Allem die Geodynamik herbeigezogen werden. Bei manchen Gesteinen können wir die Art ihrer Bildung noch durch directe Beobachtung kennen lernen, da sie noch immerfort vor unseren Augen entstehen; dabei wird wenigstens ein Theil unserer Fragen beantwortet; andere Gesteine bilden sich in der Gegenwart entweder nicht mehr oder ihre Bildung findet an uns unzugänglichen Orten statt.

Wenn wir alle uns gut bekannten Arten der Gesteinsentstehung

überblicken und das uns Unerklärliche durch Analogieschlüsse deuten, dann finden wir, daß zu irgend einer gegebenen Zeit sich auf der Erde Gesteine auf zweierlei von einander principiell verschiedene Weise gebildet haben und noch bilden. Einmal dringt Masse, welche sich zu Gesteinen herausbildet, aus uns unerreichbaren Tiefen der Erde empor; andererseits senkt sich Masse im Medium des Wassers, seltener in dem der Luft, aus höher gelegenen Punkten nach tieferen hinab und wird dort zu Gesteinen. Gesteine entstehen also entweder, indem das Material dazu sich von unten nach oben bewegt oder umgekehrt von oben nach unten; erstere Gesteine wollen wir anogene, die letzteren katogene nennen. Dieselben Gruppen der Gesteine hat man auch mit anderen Namen belegt, von denen eruptiv und sedimentär so ziemlich dasselbe bedeuten, aber nicht den Ursprung des Materiales, den Anlaß zur Bildung, sondern nur die äußeren Vorgänge bei der Bildung andeuten.

Die Geodynamik hat die Aufgabe, die Grundursachen des Empordringens der Massen aus den Tiefen der Erde zu erforschen, eine Aufgabe, welche noch nicht zu allseitiger Zufriedenheit und Klarheit gelöst ist. Diese empordringende Masse ist ein Gemisch verschiedener chemischer Verbindungen, wir bezeichnen sie deshalb mit dem Namen Magma. Erreicht empordringendes Magma die Erdoberfläche, und breitet es sich darauf in zusammenhängender Masse aus, so nennen wir es Lava; Magma in zerstückelter Masse auf die Erdoberfläche gelangend bildet die vulkanischen Auswürflinge, Sande und Aschen.

Die Beschaffenheit des Magmas können wir an den Austrittsstellen desselben, den Vulkanen, nur in sehr beschränktem Maße studieren, denn es ist stets mit so hoher Temperatur begabt, daß es fast unmöglich ist, damit zu experimentiren. Erst die erkaltete Masse, das zu einem Gestein gewordene Magma, können wir genauer studieren; nehmen wir dazu die Beobachtungen, welche wir an Vulkanen im Zustande der Ruhe und der Thätigkeit anstellen können, so kommen wir zu folgendem Resultate. Das Magma besteht aus einem Gemisch von Kieselsäure mit verschiedenen Basen, dem noch verschiedene flüchtige Verbindungen, namentlich Chloride in geringer Menge beigesellt sind, und das Wasserdampf und verschiedene Gase in sich aufgelöst enthält, indem es durch einen sehr hohen Temperaturgrad sich in flüssigem Aggregatzustande befindet. Ob das Gemisch stets, oder nur anfänglich, oder nur zeitweilig, oder nie ganz homogen ist, läßt sich nicht feststellen; gewiß ist es, daß bisweilen das Magma, wenn es der Erdoberfläche nahe ist, schon einzelne Mineralindividuen beherbergt.

Das auf einmal erumpirende Magma braucht nun aber nicht durch die ganze Masse hin gleichartig zu sein, es können in ihm kleinere Partien von anderer chemischer und physikalischer Beschaffenheit vorhanden sein, Partien, welche durch die Bewegung des Ganzen die Form von Schlieren annehmen müssen. Da solche Schlieren auch nach der Verfestigung sich von der Hauptmasse unterscheiden und deshalb erkennbar sein werden, so können sie werthvolle Andeutungen geben, in welcher Weise sich einstmals das Magma ausgebreitet hat. Sehr complicirt können die schließlichen Verhältnisse werden, wenn schlieriges

Magma in schmalen Gängen aufsteigt; man wird sich hier hüten müssen, ein verschiedenes Alter der Ganggesteine anzunehmen, wo nur ursprüngliche Verschiedenheit des Magmas vorliegt.

Bei der Verfestigung zu einem Gesteine kann das Magma amorph-hyaline Beschaffenheit annehmen, oder es entwickeln sich in ihm Krystalle, die mineralischen Bestandtheile der Gesteine, in geringerem oder größerem Maße. Durch das der Materie ureigenthümliche Streben gleichartiger Molekeln zur Aggregation bilden sich die Gemengtheile heraus, deren Art entschieden abhängig ist von der Durchschnittszusammensetzung des Magmas. Ebenso hängt die Form, welche die Gemengtheile annehmen, also auch die Structur des Gesteines zum Theil von der chemischen Zusammensetzung des Magmas ab, zum Theil aber auch noch von anderen Verhältnissen, namentlich scheint die Tiefe, in welcher das Magma in der Erdkruste unter dem Drucke der eigenen Masse erstarrt, hierfür von Bedeutung zu sein.

Zu den anogenen Gesteinen gehören außer den festen auch die lockeren von den Vulkanen ausgeworfenen Massen; gelangen dieselben nachträglich zur Verfestigung, so nennen wir sie Tuffe. Diese sind nun allerdings entweder in der Luft oder im Wasser zur Ablagerung gelangt und deshalb auch sedimentäre Bildungen; allein sie sind nicht katogene Gesteine, denn die Bewegung des Materiales von oben nach unten ist nur eine nebensächliche, die Hauptsache ist, daß der Stoff für die Ablagerung ursprünglich von unten heraufkommt.

Nicht zu den anogenen Gesteinen gehören dagegen die Producte der sog. Schlammvulkane; denn wenn dieselben auch aus dem Inneren der Erde aufsteigen, so fehlt ihnen doch die sehr hohe Temperatur, und sie sind überdies wahrscheinlich nichts anderes als katogene Massen, die durch gewisse Processe eine Form- und Ortsveränderung erleiden; bei diesen Massen ist also das Aufsteigen, die Eruption nur ein nebensächliches Moment.

Auch bei den katogenen Gesteinen ist es Aufgabe der Geodynamik, die Mittel und Wege kennen zu lehren, welche bestehen, um Material zu Gesteinen von oben nach unten zusammenzuführen; aber hier ist die Lithologie selbst ganz vorzugsweise betheiligt, denn die Bestandtheile der katogenen Gesteine tragen gar oft die Spuren ihrer Herkunft an sich. Zu katogenen Gesteinen kann auf vierfach verschiedene Weise das Material zusammengenommen sein. Zunächst können Molekeln chemischer Verbindungen durch physikalische oder chemische Ursachen zum Absatz aus Lösungen veranlaßt werden; dann kann zerkleinertes Material von vorher bestehenden Gesteinen im Medium des Wassers oder in dem der Atmosphäre (äolische Bildung) auf einen Bildungsraum für neue Gesteine zusammengeführt werden; viertens geben absterbende Thiere und Pflanzen die chemisch schwer auflöslichen Theile ihrer Leiber zur Bildung von Gesteinen her.

Die vier Bildungsarten können einzeln für sich eingetreten sein oder es können mehre zugleich stattgefunden haben, denn sie sind mit einander wohl vereinbar; Aufgabe der Lithologie ist es, aus Zusammen-

setzung, Structur und Lagerung des Gesteines die Art der Entstehung zu erkennen; wir werden übrigens bisweilen finden, daß ein und dasselbe katogene Gestein auf verschiedene Weise entstanden sein kann. Bei den einzelnen Gesteinen oder Familien von Gesteinen wird es bei den katogenen sowohl wie bei den anogenen nöthig sein, auf die für die Erklärung ihrer Entstehung verwerthbaren Thatsachen näher einzugehen.

Obwohl die beiden Gruppen der anogenen und katogenen Gesteine ursprünglich und grundsätzlich verschieden sind, so bilden doch die bereits erwähnten Tuffe einen Uebergang zwischen ihnen, namentlich auch in dem Falle, daß dem anogenen Materiale sich auch noch fremdes, katogenes Material beimischt. Fragt man nach Kriterien, nach welchen sich die beiden Gruppen von fertigen Gesteinen unterscheiden lassen in Bezug auf ihre mineralische Zusammensetzung, ihre Structur, ihre Lagerung, so wird man vielleicht kein einziges, ausschießlich einer Gruppe zukommendes Kennzeichen finden, obwohl sie sich im Allgemeinen durch die Summe aller Eigenschaften leicht genug aus einander halten lassen. Nur bei den Gesteinen der archäischen Periode, den ältesten, die wir kennen, geräth man in Zweifel, ob man es mit anogenen oder katogenen Massen zu thun habe. Denn es ist zu beachten, daß Gesteine, nachdem die Zusammenhäufung des Materiales für dieselben beendet ist, im Laufe der Zeit noch gewisse Veränderungen erleiden können.

17. Metamorphismus.

Die anogenen Gesteine erleiden nach ihrer Verfestigung unseres Wissens nur noch sehr geringe Veränderungen außer denen, welche bereits auf eine Zerstörung der Massen hinzielen; die anogenen Gesteine sind auf einmal in Masse in einem Gusse entstanden, und Einwirkungen von anderen Massen pflegen sie späterhin nicht mehr zu erleiden. Erst in der neueren Zeit hat man mehrfach darauf hingewiesen, daß während oder kurz nach der Bildung anogener Gesteine auch Processe sich abspielen können, welche eine Veränderung der sich bildenden oder eben erst gebildeten Gemengtheile zur Folge haben, eine Veränderung, welche mit der später eintretenden Zerstörung manche Züge gemeinsam hat. Man bezeichnet diese Veränderung wohl als primäre Zersetzung.

Anders steht es mit den katogenen Gesteinen; das Material derselben kommt in einzelnen kleinen Partikeln zusammen und zwar noch in sehr verschiedener Art. Fast alle diese Massen erleiden im Laufe der Zeit eine gewisse Veränderung, welche wir als allgemeinen Metamorphismus bezeichnen wollen. Die Veränderungen sprechen sich namentlich dadurch aus, daß aus den lockeren Massen feste Gesteine werden; wie es sich aus der Vergleichung derselben Gesteine verschiedenen Alters ergiebt, erreichen diese in sehr verschiedener Zeit jenen Endzustand durch Vorgänge vorwaltend chemischer Natur. Die zusammengehäuften Molekeln fangen an in nächster Nachbarschaft auf einander zu wirken, indem dabei Durchwässerung, Druck aufliegender Massen, Erhöhung der Temperatur durch Aufsteigen der geothermischen Tiefenstufe in Folge Ueberlagerung anderer Massen als beschleunigende Kräfte gewirkt haben

mögen. Von diesem Gesichtspunkte aus kann es uns dann nicht Wunder nehmen, wenn man die sehr alten krystallinischen Gesteine der archäischen Periode, deren katogene Natur nach ihrer Lagerung augenscheinlich ist, deren Zusammensetzung und Structur aber gar nicht mehr die ursprünglichen Bestandtheile erkennen lassen, um eben dieser Gründe willen geradezu als „metamorphisch“ bezeichnet hat. Bei genauer Prüfung aber finden wir doch Verhältnisse, die dieser Deutung widersprechen, wir finden, daß der allgemeine Metamorphismus nicht ausreicht, um Alles zu erklären. Es muß aber schon an dieser Stelle hervorgehoben werden, daß die Entstehung der archäischen Gesteine, vielleicht das schwierigste Problem der Lithologie, überhaupt noch nicht eine befriedigende Erklärung gefunden hat.

Wenn zwischen katogenen Gesteinen, deren specielle Beschaffenheit sich durch den allgemeinen Metamorphismus vollkommen deuten läßt, solche Gesteine vorkommen, welche eine stärkere Veränderung erkennen lassen, dann hat man eine andere, vielleicht aber nicht grundsätzlich verschiedene Art des Metamorphismus, den regionalen Metamorphismus zu Hilfe genommen. Man findet solche Gesteine nur in Gebieten, die eine starke Störung der ursprünglichen horizontalen Lagerung der Schichten aufweisen; es ist daher natürlich, daß in der mechanischen Arbeit selbst der Factor gesucht wird, der die Metamorphose bewirkt hat, indem sich die mechanische Bewegung in chemische Wirkung umsetzte, die aber nur nach ihrer Zusammensetzung dazu disponirte Massen beeinflußte. Es giebt mancherlei Verhältnisse, welche für die Möglichkeit einer solchen Deutung sprechen, aber viele Punkte dieser sehr auffälligen Erscheinung haben eine auch nur annähernd richtige Erklärung noch nicht gefunden, namentlich ist eine Erklärung der Entstehung der einzelnen mineralischen Gemengtheile noch gar nicht versucht worden.

Die Phänomene des regionalen Metamorphismus stehen im Zusammenhange mit denen des mechanischen Metamorphismus. Auch hier sind es Stellen der Störung der ursprünglichen Lagerung der Gesteine, wo dieser Metamorphismus sich zeigt, dessen Wirkungen entweder rein mechanischer Natur oder aber auch chemischer Art sind, obwohl sich letztere oft kaum erkennen lassen. Bei der Bewegung ganzer Gebirgskörper können an einzelnen Stellen Brüche entstehen, in deren Nachbarschaft das Gestein zermalmt, zerstückelt wird; es entsteht dann aus demselben eine homomikte Breccie, indem der feinere Schutt im Laufe der Zeit Consistenz gewinnt und das ganze Material zu einem festen Gesteine verkittet. Weniger energisch äußert sich die mechanische Einwirkung durch Faltung, Knickung und Stauchung der Schichten. Hier tritt uns die Frage entgegen, in welchem Maße starre Gesteine noch biegsam sind, beziehentlich ob Umformung ohne Bruch möglich ist oder nicht. Die Ansichten hierüber gehen noch sehr auseinander; so hat man darauf hingewiesen, daß, was als bruchlose Umformung erscheint, sehr wohl durch eine sehr große Anzahl sehr kleiner Brüche erklärt werden könne; vielleicht sind auch starre Mineralien unter hohem Drucke schweißbar, worauf einige neuere Versuche hindeuten.

Zum mechanischen Metamorphismus gehört auch das Phänomen der transversalen Schieferung; sie besteht darin, daß Thonschiefer und ähnliche Gesteine, die lamellöse Gemengtheile enthalten, nicht parallel der Schichtung spalten, sondern nach Flächen, die mehr oder minder geneigt dagegen sind. Diese Structur ist entschieden eine secundäre und nicht etwa ähnlich wie die discordante Parallelstructur zu erklären: sie ist vielmehr eine Wirkung eines seitlichen Druckes auf die Schiefer, vielleicht zu einer Zeit, da dieselben noch etwas plastisch waren und ihren Theilchen ein Gleiten gestatteten. Die Erklärung, gegründet auf genaueste Beachtung der architektonischen Verhältnisse, unter welchen die betr. Gesteine auftreten, wird unterstützt durch Versuche von *Sorby*, *Tyndall*, *Daubrée*, welche geknetetem Thone durch einseitigen Druck eine schiefrige Structur verliehen.

Regionalen und mechanischen Metamorphismus faßt man wohl als Dislocations-Metamorphismus zusammen.

Werden katogene Gesteine von anogenen durchbrochen, so haben letztere bisweilen in ihrer Nähe die ersteren verändert, es hat das Phänomen des Contact-Metamorphismus statt. Namentlich sind es Thonschiefer, welche davon betroffen werden und ist es der Granit, welcher die Umwandlung bewirkt. Wenn also bei diesem Phänomen die causa movens klar vor Augen liegt, so ist doch die Art und Weise der Einwirkung noch nicht völlig erkannt worden. Die Veränderung der Thonschiefer betrifft ihre mineralische Zusammensetzung, ihre Structur u. s. w., einige Mineralien erscheinen besonders gern als Producte der Umwandlung. Letztere bezeichnet man als exogene Contacterscheinung im Gegensatz zur endogenen, welche das anogene Gestein selbst befällt. Dieses nimmt nämlich bisweilen entweder eine andere Structur an, oder es stellen sich auch nahe am Contact einige andere Gemengtheile ein, indessen andere verschwinden. Es kann dies soweit gehen, daß im anogenen Gestein Partien erscheinen, welche fast dieselbe Zusammensetzung haben wie Theile der nächstliegenden, von der exogenen Contactwirkung befallenen katogenen Massen. Lang andauernde Durchwärmung, bisweilen sogar starke Hitze, in Verbindung mit Gasen und Dämpfen, die das Empordringen begleiten, werden die Erscheinungen des Contactmetamorphismus hervorzurufen im Stande sein. Künstliche Nachbildungen sind bisher noch nicht gelungen.

Es schließt sich hieran die Frage, ob anogene Gesteine bei ihrem Empordringen Bestandtheile der durchbrochenen Gesteine aufzunehmen im Stande sind. Es finden sich in der That häufig genug Bruchstücke und einzelne Krystalle oder Krystallkörner fremder Herkunft in den anogenen Gesteinen, ob dieselben aber Material solchen Ursprunges so in sich aufnehmen können, daß es nicht mehr als fremd erkennbar ist, ob also die durchbrechenden Gesteine ihrer Zusammensetzung nach bis zu einem gewissen Grade von den durchbrochenen abhängig sind, ist bisher eine offene Frage, die allerdings in den meisten Fällen verneinend beantwortet worden ist. Jedenfalls könnte es sich nur um geringe Veränderungen des ursprünglichen Magmas handeln, denn wir sehen

die verschiedensten katogenen Gesteine von denselben anogenen durchbrochen.

Die vier besprochenen Arten des Metamorphismus sind bisher eigentlich nur in ihrer äußeren Erscheinung, nicht ihrem Wesen nach erkannt; genauere Kenntniß besitzen wir von drei weiteren Arten des Metamorphismus, deren Bedingungen einfacher und deren Beobachtungen leichter sind. Durch im Erdinneren unter gewissen Umständen brennende Lager von Kohlengesteinen werden die überlagernden Schichten einer beträchtlichen Erhitzung unterworfen, sie werden gebrannt und dadurch sowohl in ihrem äußeren Habitus wie in ihrer Zusammensetzung verändert. Dies ist der pyrogene Metamorphismus. Die Erscheinungen können wir künstlich nachahmen, sie sind daher leichter erklärlich; es sind namentlich Austreibung des Wassergehaltes, Oxydationen und Reductionen und Frittungen oder theilweise Schmelzungen.

Den Gegensatz zum pyrogenen bildet der hydatogene Metamorphismus. Hier sind es die in der Erde circulirenden Wasser und die auf die Erde fallenden atmosphärischen Niederschläge unter Beihilfe anderer atmosphärischen Erscheinungen, welche z. Th. vor unseren Augen die Veränderungen bewirken. Vielleicht beruht der Unterschied des hydatogenen Metamorphismus vom allgemeinen hauptsächlich darin, daß ersterer Gesteine nahe der Oberfläche der Erde betrifft, der letztere dagegen Massen in größerer Tiefe. Die chemische Geologie lehrt die Einwirkung des Wassers auf die Gesteine im Einzelnen kennen und erklären. Hierher gehören zunächst die in einiger Tiefe stattfindenden Phänomene der Hydratisirung und der allmählichen stofflichen Umwandlung einiger Gesteine. Es giebt gewisse Gesteine, die vielleicht nur in der Nähe der Erdoberfläche vorkommen, während in größerer Tiefe dieselben chemischen Verbindungen aber ohne chemisch gebundenes Wasser erscheinen. Die Veränderungen sind makro- und mikroskopisch beobachtbar und dadurch der Deutung zugänglich gemacht.

Zu den Phänomenen des hydatogenen Metamorphismus gehört auch noch die Verwitterung, obwohl durch dieselbe die Gesteine nicht nur verändert, sondern meist zerstört werden. Der niederfallende Regen wirkt auf die Gesteine wie ein schwaches, auflösendes und zersetzendes Reagens, dessen Wirkung durch aus der Luft oder den obersten Bodenschichten aufgenommene Kohlensäure, organische Säuren, in den Tropen vielleicht auch von den Blitzen erzeugte salpetrige Säure, verstärkt wird. Hitze und Frost kommen der zerstörenden Wirkung des Wassers zu Hilfe. Aus Aegypten, Argentinien, dem Caplande und von anderen Punkten kennt man Flußgeschiebe, die einzig und allein durch Insolation auf ihrer oberen Seite oder auch ganz zerborsten sind. Wenn auf die von tropischer Sonnengluth erhitzten Felsen plötzlich ohne vorhergehende Abkühlung Regen fällt, so müssen sich Risse und Spalten bilden, die dem Wasser neue Wege zum Angriff bahnen. So wirkt wohl schon die Abkühlung beim Hereinbrechen der Nacht und die schnell eintretende Erhitzung beim Aufgang der Sonne (klingende Memnons-Statue). Aehnlich ist in nördlicheren Gegenden die Wirkung des Frostes; beim Krystallisiren

dehnt sich das in feinste Spalten eingedrungene Wasser aus und erweitert dadurch dieselben. Bedingung dafür, daß dieser Vorgang eine bedeutende Wirkung erziele, ist die öftere Wiederholung desselben, also ein Klima, in dem Frost und gelindere Temperatur oft wechselt. Im hohen Norden, wo der Boden monatelang gefroren ist, kann sich diese Wirkung nicht einstellen, und wir sehen dort denn auch, daß die bloßen Felsen oft aus ungemein frischem Gestein bestehen; doch bleibt es ungewiß, inwieweit das Anstehen frischen Gesteines eine Folge der Wegführung der aufgelockerten Massen durch Gletscher der Eiszeit ist. Je weiter nach Süden, desto energischer pflegt die Zersetzung der Gesteine zu sein; in den Tropen sind gewaltige Gebiete von mächtigen Massen eines Zersetzungsproductes bedeckt, das wegen seiner durch Eisenoxyde erzeugten rothen Farbe Laterit genannt wird, ein gemeinsamer Name für die Zersetzungsproducte der verschiedensten Gesteine. Aehnliche Massen sind Terra rossa, Kaolin, Walkerde u. s. w. Von mineralogisch schwer bestimmbaren Zersetzungsproducten bezeichnet man grüne, dem Chlorit ähnliche als Viridit, die verschiedenen röthlichen Eisenhydroxyde faßt man unter dem Namen Ferrit zusammen.

Man muß sich hüten, in unseren Breiten der beginnenden Verwitterung eine zu große Wichtigkeit beizulegen. Zwar scheinen fast alle Gesteine auch im frischesten Zustande für Wasser unter hohem Druck durchdringlich zu sein, allein ebenso sicher haben viele sehr alte Gesteine nur einen so sehr geringen Grad von Zersetzung erlitten, daß er sich kaum oder nicht feststellen lässt. Im Allgemeinen sind es immer nur die der Oberfläche sehr nahen Gesteinsmassen, welche Erscheinungen der beginnenden oder stärkeren Zersetzung aufweisen, wenn die Gesteine nicht durch ihre Structur für den Angriff der Wasser besonders geeignet sind. Man wird sich auch in Acht nehmen müssen, Erscheinungen, die primär dem Gesteine angehören, für secundäre Producte der Zersetzung zu halten.

Atmogen kann man schließlich denjenigen Metamorphismus nennen, dessen wirkende Reagentien vulkanische Gase und Dämpfe sind; wir kennen ihn nur in der Nachbarschaft thätiger und erloschener Vulkane. Ob ein Zusammenhang mit dem Contact-Metamorphismus stattfindet, ist vielleicht nicht unwahrscheinlich, aber keineswegs erwiesen. Die Wirkungen des atmogenen Metamorphismus ähneln denen der Verwitterung resp. des hydatogenen Metamorphismus, denn daß auch bei dieser letzten Art des Metamorphismus die Wirkungen der atmosphärischen Niederschläge ins Spiel kommen, darf als gewiß angenommen werden. Alaunstein, Cimolit sind meist durch atmogenen Metamorphismus erzeugte Massen. Auch die Erscheinungen der oben erwähnten primären Zersetzung gehören vielleicht hierher.

VI. Classification der Gesteine.

18. Die für die Classification der Gesteine verwerthbaren Verhältnisse.

Wie oben angeführt wurde, giebt es im Reiche der Gesteine keine Individuen; die Massen haben oft unbestimmte Ausdehnung und gehen so vielfältig ineinander über, daß das, was wir Gesteinsarten nennen, durchaus nur künstliche Abtheilungen sind. Hingen die Massen durch Uebergänge so zusammen, daß von einer ersten bis zu einer letzten eine continuirliche Reihe vorhanden wäre, dann könnte man die Eintheilung nach gewissen praktischen Verhältnissen treffen. Nun hängen aber die Gesteine durch Uebergänge so zusammen, daß sich meist von jeder Gesteinsart mehre Reihen verfolgen lassen. Wir müssen uns deshalb nach den Verhältnissen umsehen, durch deren Benutzung bei der Classification wir dem natürlichen Zusammenhange der Gesteine am meisten gerecht werden. Es ist noch zu bemerken, daß in dem eingehenden Theil nirgends eine besondere Definition der Gesteinsarten gegeben werden wird, weil dies in kurzen Worten überhaupt nicht möglich ist; wenn man wissen will, was ein Gestein ist, so muß man es eben in allen seinen Beziehungen kennen lernen. Die Schwierigkeit, die sich hieraus für den Anfänger ergiebt, ist übrigens nicht gerade groß; denn ohne die Gesteine vor sich zu haben, kann man nicht Lithologie lernen, Abbildungen sind meist werthlos, ausser wo es sich um mikroskopische Structurverhältnisse handelt.

In der Lithologie erweist sich das genetische Princip für die Eintheilung sehr unfruchtbar, es reicht nur für eine erste Theilung aus, indem wie schon oben erläutert wurde, anogene und katogene Gesteine grundsätzlich von einander verschieden sind. Die verschiedenen Vorgänge bei der Entstehung katogener Gesteine lassen sich nicht weiter zur Eintheilung benutzen, weil wir oft für die einzelnen Gesteine die specielle Art der Entstehung noch nicht kennen oder weil einzelne Gesteine auf mehre Arten entstehen können.

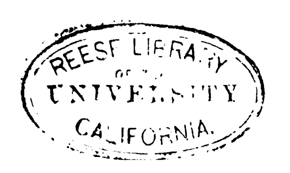
Bei einem Versuche, die Gesteine weiter in Unterabtheilungen zu sondern, müssen wir die beiden Gruppen der anogenen und katogenen Gesteine einzeln behandeln. Bei den anogenen Gesteinen dient die chemische Zusammensetzung, beziehungsweise die mineralische als Ausdruck derselben zunächst zur Eintheilung. Das Princip der Eintheilung nach der mineralischen Zusammensetzung ist bisher das herrschende gewesen, man ist dabei aber auch vielleicht zu weit gegangen, denn nachdem durch mikroskopische Untersuchungen die Zahl der Mineralcombinationen eine immer grössere geworden ist, haben wir auch zugleich erkannt, daß bei demselben chemischen Typus mehre verschiedene Mineralien einander vertreten können. Es wird besser sein, wenn man nach diesen Gesichtspunkten nur möglichst wenige Familien unterscheidet und ihnen zurechnet, was sich auch geologisch als zusammengehörig erweist.

Ein fernerer Eintheilungsgrund ist das Alter. Obwohl zu jeder Zeit Eruptivgesteine an die Erdoberfläche gedrungen sind, so macht sich doch mit dem Beginne des Tertiärs ein Abschnitt geltend: Die tertiären und posttertiären Gesteine haben zwar, aber eben auch nur zum Theil, in vortertiären gleichsam ihre Vorfahren, aber sie sind von diesen doch durch gewisse Eigenschaften gesondert, die der einfachen Anschauung stets bedeutend genug erschienen sind, um die Gesteine verschieden zu benennen. Auch hängen die jüngeren anogenen Gesteine nicht mehr in einer Reihe zusammen, sondern sie besitzen zwei Reihen mittlerer Glieder. Wollte man diese jüngeren und die älteren Eruptivgesteine nach einem anderen Eintheilungsgrunde zusammenziehen, so würde der natürliche Zusammenhang der Gesteine zu sehr aufgehoben.

Ein letzter Eintheilungsgrund ist dann noch die Structur, namentlich nach den beiden Haupttypen der großkörnigen und der dichten beziehentlich porphyrischen Ausbildung. Wenn sich auch diese Grenzen durch die neueren Untersuchungen als sehr wenig scharf erwiesen haben, so ist doch nicht außer Acht zu lassen, daß auch der natürlichen Sehkraft des Menschen immer ihr Recht zuertheilt werden muß; nehmen wir erst einmal verstärkte Sehkraft bei der Eintheilung nach structurellen Eigenthümlichkeiten zu Hilfe, dann liegt die Gefahr vor, sich in kleinliche Einzelheiten zu verlieren und sich zu sehr von den Bahnen der Geologie zu entfernen, die es ja nur mit großen Massen zu thun hat.

Obwohl auch bei den katogenen Gesteinen sich dem Alter nach Unterschiede zeigen, so findet doch bei den wichtigsten und verbreitetsten ein solcher allmählicher Uebergang statt von alten zu jungen Gesteinen, daß es ganz unmöglich ist, eine Grenze zu ziehen; es war dies nur solange erlaubt, als man nicht das Vorhandensein authigener Bestandtheile in sog. klastischen Gesteinen kannte oder würdigte. Haupteintheilungsprincip bleibt hier wieder das chemische, doch wird dieses hier öfter als bei den anogenen Gesteinen durch das mineralogische beeinflußt, indem bisweilen chemisch identische katogene Gesteine eine ganz verschiedene mineralische Zusammensetzung haben können. Auch die Structur ist bisweilen von wesentlichem Einfluß auf die Eintheilung und Gruppirung der katogenen Gesteine. Nach diesen Principien werden die katogenen Gesteine in eine Anzahl Familien zerlegt, welche sich nach chemischer, mineralischer und structureller Beschaffenheit von einander unterscheiden; doch ist dabei der geologische Zusammenhang dieser Massen möglichst zu wahren.

Die in diesem Lehrbuche eingehaltene Anordnung der Gesteine weicht nur wenig von der bisher üblichen ab; eine Neugruppirung mußte aber durchgeführt werden, weil die älteren Anordnungen nicht mehr für unsere erweiterten Kenntnisse ausreichen.



VII. Lithologische Untersuchungsmethoden.

19. Makroskopische Untersuchung.

Die Untersuchung eines Gesteines muß alle die im Vorhergehenden erwähnten Verhältnisse berücksichtigen; man darf vor Allem nie vergessen, daß jedes Gestein eine geologische Function hat, daß es theil nimmt an dem Aufbau der Erdkruste, und daß uns für nähere Untersuchung nie ein ganzes Individuum, sondern immer nur ein ganz geringer Theil der Masse vorliegt. Wer deshalb Gesteine lithologisch nach ihrer chemischen und mineralischen Zusammensetzung und nach ihrer Structur untersuchen will, sollte sich das Material dazu selbst gesammelt haben, damit er über die geognostischen Beziehungen im Klaren sei; es ist schon ein Nothbehelf, wenn das Sammeln und die geognostische Durchforschung von einem Anderen besorgt wurde, der dann aber auch wissen mußte, wofür und was er sammelte. In vielen Fällen wird es sogar erwünscht sein, das Gestein, nachdem man es selbst gesammelt und dann zu Hause auf das Gründlichste untersucht hat, nochmals an Ort und Stelle zu prüfen, denn durch die genauere Untersuchung kann man auf Verhältnisse aufmerksam werden, die bei einem ersten Besuche nicht zu erkennen waren.

Die makroskopische Untersuchung hat nun zunächst die Bestimmung der Structur eines Gesteines, soweit dieselbe überhaupt dem bloßen Auge erkennbar ist, dann die der mineralischen Zusammensetzung vorzunehmen. Die sorgfältigste Zuhilfenahme aller in der Mineralogie gelehrten Kennzeichen der Mineralien wird bei nicht zu feinkörnigen oder gar dichten Gesteinen in den meisten Fällen zu einer annähernd richtigen Bestimmung des Gesteines führen. Außer der Farbe und dem Glanz der Gemengtheile ist vor Allem ihre Spaltbarkeit zu beachten, nach der sich manche sonst ähnliche Mineralien am leichtesten unterscheiden lassen. Das Verhalten vor dem Löthrohre ist ebenfalls von der größten Wichtigkeit, und wir, die wir jetzt manche leichter zum Ziele führenden Hilfsmittel besitzen, müssen staunen, wie ältere Geologen durch Anwendung jenes Instrumentes vorzüglich sichere und richtige Resultate erlangt haben.

Die Bestimmung des specifischen Gewichtes der Gesteine war früher zur Erkennung der Gemengtheile auch von großem Werthe; jetzt dagegen müssen wir darin eine ganz nebensächliche Erkenntniß sehen. Es giebt eben in der Lithologie keine Species, also auch kein specifisches Gewicht. Das Eigengewicht eines Stückes Gestein ist eine so allgemeine Qualität desselben, daß es an und für sich nicht zur Bestimmung dienen kann, wie dies bei Mineralien der Fall ist; viele sehr von einander verschiedene Gesteine haben dasselbe Eigengewicht. Bei anogenen Gesteinen kann das Eigengewicht zur Bestimmung der grösseren oder geringeren Acidität dienen, welche man aber auch ebenso leicht nach der Gesammtfarbe und den erkennbaren Gemengtheilen abschätzen kann.

Die Prüfung der Härte eines Gesteines ist dagegen namentlich für Untersuchungen im Felde immer von Werth; in sehr feinkörnigen oder dichten Massen kann man z. B. einen Gehalt an Quarz nachweisen, wenn das Gestein Glas ritzt. Die Zähigkeit eines Gesteines, der Widerstand, welchen es den Hammerschlägen entgegensetzt, kann ebenfalls ein Mittel zur Bestimmung abgeben, doch ist dies mehr subjectiver Natur. Wohl aber kann sich beim Zerschlagen eine versteckte Parallelstructur zu erkennen geben, die ihrerseits auf die Bestimmung von Einfluß ist.

Die Verwitterungsrinde gestattet uns öfters einen Einblick in die mineralische Zusammensetzung; indem einzelne Gemengtheile schneller verwittern als andere, sondern sich dieselben auf der angewitterten Oberfläche mehr von einander ab; die durch Verwitterung erzeugte Färbung, die Art der Auflösung des Gesteines bei weiter gehender Verwitterung und Aehnliches bieten nicht selten werthvolle Fingerzeige, wo es sich darum handelt, ein Gestein schnell nach seinem Aeußeren zu bestimmen. Durch Beachtung aller makroskopischen Verhältnisse, wie auch der Structur im Großen, der Lagerung, der Nebengesteine, wird man bei einiger Uebung in weitaus den meisten Fällen im Stande sein, ein Gestein im Felde annähernd richtig zu bestimmen, auch wenn es feinkörnig oder dicht ist. Aber in vielen Fällen wird diese Erkenntniß auch eben nur eine annähernd richtige sein, erst die genauere Untersuchung unter dem Mikroskope kann uns über die mineralische Zusammensetzung sicher aufklären, und erst die chemische Analyse kann uns das Gestein völlig kennen lehren.

20. Präparation der Gesteine für mikroskopische Untersuchung.

Um Gesteine unter dem Mikroskope untersuchen zu können, muß man dünne Schliffe von denselben herstellen, die eine Betrachtung im durchfallenden Lichte gestatten. Zu dem Zwecke schlägt man sich ein möglichst flaches und dünnes Scherbchen von einigen qcm Fläche ab und schleift demselben zunächst eine Ebene an; es geschieht dies am einfachsten auf einer mäßig großen Platte von Gußeisen mit Hilfe von echtem, nicht zu grobem Schmirgel und etwas Wasser. Den Scherben fest andrückend und auf der Platte in Kreisen herumführend, erhält man in einigen Minuten eine ebene Fläche; zugleich hat sich dabei der Schmirgel zerrieben, so daß bei fortgesetztem Schleifen die Fläche immer glatter wird, bis sie schließlich einen matten Glanz erhält und alle zufälligen Höhlungen ausgeschliffen sind. Der Scherben wird sauber gereinigt und über einer nicht rauchenden Flamme erwärmt, um in kleine Spalten und Poren eingedrungenes Wasser zu entfernen. Nun kittet man den Scherben mit seiner ebenen Fläche mit gekochtem Canadabalsam auf einen ziemlich dicken Objectträger von gewöhnlichem Fensterglase fest auf. Der Balsam muß nach dem Erkalten so hart sein, daß er eben keinen Eindruck vom Fingernagel mehr annimmt, doch auch nicht zu spröde, sonst platzt der Scherben bei der weiteren Behandlung ab. Man erwärmt zunächst den Objectträger mit einigen Tropfen vorher etwas im Löffel gekochten Canadabalsams, indem man denselben über

einer kleinen Spiritusflamme vorsichtig hin und her bewegt, und dann drückt man den Scherben gleichmäßig und recht fest auf den Objectträger auf ebener Unterlage auf, so lange der Balsam warm ist. Mit dem unter dem Scherben hervordringenden Balsam werden die Ränder desselben bestrichen. Man muß es möglichst vermeiden, daß Dampfblasen zwischen Scherben und Objectträger stecken bleiben. Nach langsamem Erkalten schleift man die andere Seite des Scherbens ab, indem man sich des Objectträgers als Handhabe bedient. Der Scherben wird immer dünner, bis er zum dünnsten, durchsichtigen, aber in sich Zusammenhang besitzenden Plättchen wird. Gegen das Ende der Operation muß man beim Schleifen sehr vorsichtig sein und nur ganz feinen Schmirgelschlamm anwenden; ein einziges gröberes Schmirgelkorn kann das ganze Präparat vernichten. Zuletzt schleift man wohl gar mit geschlämmtem Schmirgelstaub auf einer Tafel mattgeschliffenen Glases behutsam fort, bis die nöthige Dünne erreicht ist. Gute Präparate haben nur eine durchschnittliche Dicke von 0.02—0.03 mm und müssen dabei möglichst groß sein; fast regelmäßig sind die Präparate am Rande dünner als in der Mitte, was aber meist für die Untersuchung gerade sehr erwünscht ist. Man reinigt nun den Dünnschliff mit Wasser recht gründlich, entfernt den um den Schliff herum noch haftenden Balsam durch einen mit Spiritus befeuchteten Leinwandlappen, erwärmt den Objectträger mit Schliff vorsichtig, bis der Balsam unter letzterem schmilzt und schiebt nun den Schliff mit einer Nadel oder einem Glasstäbchen auf einen neuen, reinen Objectträger, auf dem man bereits einen Tropfen Canadabalsam hat zerfließen lassen. Auf den Schliff kommt wieder ein Tropfen Balsam und dann ein Deckglas, das man mit der Pincette fest aufdrückt, so daß eine möglichst dünne Schicht von blasenfreiem Balsam zwischen Schliff und Glas übrigbleibt; den hervorquellenden Balsam entfernt man durch Spiritus. Trotz der schmutzigen Arbeit des Schleifens muß man sich bei der Präparation und namentlich beim Einlegen der größten Reinlichkeit befleißigen. Es muß erwähnt werden, daß man Objectträger von Giessener Vereinsformat oder einem ähnlichen zu wählen hat; das sog. englische Format ist für Gesteinspräparate durchaus höchst unzweckmäßig, weil es eine völlige Umdrehung des Präparates auf der Ebene des Objecttisches nicht gestattet.

Die Anfertigung eines guten Präparates nimmt ungefähr anderthalb Stunden in Anspruch; beschleunigt kann die Arbeit werden, wenn man sich einer kleinen Steinschneidemaschine bedient; man kann dann, wenn der einseitig geebnete Scherben aufgekittet ist, den Rest ganz dicht am Glase abschneiden, so daß für die Handarbeit nur wenig übrig bleibt und man für ein zweites Präparat schon eine ebene und ziemlich glatte Fläche hat. Rotirende Scheiben sind zum Schleifen namentlich dann von Vortheil, wenn es sich darum handelt, von einzelnen Krystallen Dünnschliffe in bestimmter Richtung herzustellen. *R. Fuess* in Berlin, SW 108 Alte Jakobstraße liefert alle Maschinen zur Anfertigung von Dünnschliffen, sowie er dieselben auch selbst herstellt. Auch *Voigt* und *Hochgesang* in Göttingen und andere Firmen liefern Dünnschliffe, doch

ist es für Untersuchungen von nicht zu unterschätzendem Vortheil, wenn man sich die Präparate selbst herstellt; man lernt dabei sein Material gleich in Bezug auf Härte, Porosität u. s. w. kennen und kann das erste Anschleifen fortsetzen, bis bestimmte für die Untersuchung wünschenswerthe Krystalldurchschnitte zum Vorschein kommen. Aber Jeder, der gute Schliffe verfertigen will, muß zwei Dinge besitzen, Geduld und manuelles Geschick.

21. Untersuchung der Gesteinsdünnschliffe unter dem Mikroskope.

Für die mikroskopische Untersuchung bedarf man eines Instrumentes, welches mit Polarisationsapparat, Fadenkreuz und drehbarem Tisch mit Gradeintheilung versehen ist. Man fängt mit einer schwächeren, etwa hundertfachen Vergrößerung an und bedient sich stärkerer nur bei sehr feinkörnigen Massen oder um Einzelheiten zu studieren; erfahrungsgemäß führt die Anwendung stärkerer als 8—900 facher Vergrößerung zu keinen weiteren Resultaten. Dagegen ist eine sehr schwache Vergrößerung bisweilen erwünscht für das Studium der Mikrostructur.

Zur Bestimmung der Mineralien in Gesteinsdünnschliffen nimmt man zunächst auf die formalen Verhältnisse Rücksicht. Da brauchbare Dünnschliffe nur eine Dicke von 0.02—0.03 mm besitzen dürfen, so enthalten dieselben nur in verhältnißmäßig wenig Fällen vollständige Individuen der die Gesteine zusammensetzenden Mineralien; meistens liegen zur Bestimmung nur Durchschnitte vor und zwar in allen möglichen Richtungen durch die Krystalle oder Krystallkörner. Sind durch den Schliff gut ausgebildete Krystalle durchschnitten worden, so stellen die Durchschnitte Polygone dar. Nun können zwar verschiedene Krystalle dieselben Durchschnitte liefern, wenn man aber noch die anderen Eigenschaften der Mineralien in Betracht zieht, so wird es nur selten schwer sein zu bestimmen, welche Durchschnitte zu einem und demselben Minerale gehören. Nach der Form verschiedener Durchschnitte kann man nun oft die Krystallform des Minerales erkennen.

Selbstverständlich wird es um so schwerer, aus den Durchschnitten die Krystallform zu bestimmen, je complicirter dieselbe ist und einem je weniger symmetrischen Systeme dieselbe angehört. Aber auch in diesem Falle kann die Form noch höchst wichtig zur Mineralbestimmung sein; so weisen z. B. langgestreckte Formen und Polygone, deren Seiten nicht zu sehr verschieden lang sind, auf säulenförmigen Habitus des Minerales hin.

Die mit der Krystallform auf das innigste zusammenhängende Spaltbarkeit der Mineralien offenbart sich auch in den Durchschnitten derselben in Dünnschliffen; diese Spalten, die aber nicht etwa erst bei der Operation des Schleifens entstanden sind, außer etwa an den dünnsten Rändern der Präparate, erleichtern die Bestimmung der Krystallgestalt aus dem Durchschnitt, geben aber auch ein specifisches Kennzeichen für die Mineralien ab, das namentlich dann von Wichtigkeit ist, wenn die Gesteinsgemengtheile nicht in Krystallen, sondern als Krystallkörner, also ohne selbständige äußere Form ausgebildet sind. Unter dem Mikro-

skope findet man die besonderen Verhältnisse der Qualität der Spaltbarkeit ganz so wieder wie in makroskopischem Maßstabe. Ist hierbei aber auch der Winkel, welchen die verschiedenen Spaltungsrichtungen eines Minerales mit einander machen, ein ganz bestimmter und charakteristischer, so erleidet dieses Verhältniß in Dünnschliffen eine Veränderung dadurch, daß die Schlifffläche ja nur ausnahmsweise genau senkrecht auf je zwei sich schneidenden Spaltungsflächen stehen wird. Hornblende spaltet nach dem Prisma von ca. 124°, Augit nach dem Prisma von ca. 87°; geht ein Schnitt schief durch ein Augitprisma, so können die Tracen der Spaltungsflächen in der Schliffebene sich auch unter einem Winkel von 124° schneiden. Man wird aber in diesem und in ähnlichen Fällen mit Hilfe der Mikrometerschraube unter dem Mikroskope wahrnehmen, daß dann die Spalten schräg durch die Dicke des Schliffes gehen; hierdurch wird man auf die Vermeidung eines Irrthums aufmerksam gemacht. Ueberdies unterscheiden sich die Spaltbarkeiten, z. B. des Augites und der Hornblende, der Qualität nach. Wie sich die Winkel der Spaltungstracen mit der Neigung der Schnittfläche ändern, läßt sich ja leicht berechnen; wer aber nicht die Spaltbarkeit der Hornblende von der des Augites beim bloßen Anblick unterscheiden lernt, dem verhelfen alle Rechnungen nicht dazu.

Die mikroskopische Bestimmung der Gemengtheile auf Grund der optischen Verhältnisse ist eine Anwendung der Lehren der Mineraloptik auf Dünnschliffe. Dabei müssen wir aber nicht vergessen, daß uns meist nicht nach Krystallflächen orientirte Durchschnitte der Mineralien vorliegen, wir müssen nicht vergessen, daß wir weder im einfarbigen Lichte noch mit völlig parallelen Strahlen arbeiten können, wir müssen nicht vergessen, daß wir den Lichtstrahl, das feinste Werkzeug des Menschen, beim Mikroskopiren gleichsam mit Fausthandschuhen anfassen, wir müssen nicht vergessen, daß ein Mikroskop ein sehr complicirtes Instrument und bei weitem kein Präcisionsinstrument für optische Untersuchungen ist, um den wahren Werth aller ziffermäßigen Angaben über optische Verhältnisse beim Mikroskopiren erkennen zu lernen. Die möglichst genaue Beachtung der optischen Verhältnisse giebt eines der stärksten Corrective für die Mineralbestimmung ab, aber wer nicht lernt die gewöhnlichen Gesteinsgemengtheile unter dem Mikroskop beim bloßen Anblick zu erkennen, wie der geübte Mineralog ein geringes Bruchstück eines Minerales zu erkennen vermag, dem werden die ziffermäßigen optischen Bestimmungen zur Erkennung der Mineralien auch nicht helfen. Nicht gelehrt aussehende Ziffern, sondern aus der Beschreibung hervorleuchtende Anschauung und Uebung lassen uns an die Richtigkeit der Angaben eines Verfassers glauben.

Es bedarf der mikroskopirende Lithologe eine gründliche Kenntniß der Mineraloptik, wer sie besitzt, wird sich auch der Grenzen der Verläßlichkeit seiner Messungen bewußt sein. Im Folgenden kann nur auf die allgemeinen zur Verwendung kommenden Verhältnisse hingewiesen werden. Ausführlicheres findet man in *P. Groth*, Physikalische Krystallographie, 2. Aufl., 1885.

Für die Untersuchung der in den Dünnschliffen vorhandenen Mineraldurchschnitte muß das Mikroskop mit zwei *Nicol'*schen Prismen versehen sein; wenn die Schwingungsebenen derselben gekreuzt sind, muß das Gesichtsfeld möglichst dunkel sein; es muß durch den Analysator keiner der durch den Polarisator aufgefallenen Strahlen durchgelassen werden. Die vom Hohlspiegel durch den Polarisator und dessen Condensorlinse dringenden Strahlen sind aber keineswegs alle einander parallel, sondern sie convergiren etwas; auch die durch Objectiv, Okular und Analysator austretenden Strahlen sind nicht völlig parallel; wir arbeiten also nie mit völlig parallelen Lichtstrahlen, sondern mit schwach convergenten polarisirten Lichtstrahlen.

Die in Gesteinen vorkommenden Gemengtheile sind in Bezug auf optische Untersuchung entweder völlig opake Körper oder solche mit einfacher oder solche mit doppelter Lichtbrechung. Die opaken Substanzen, Erze oder kohlige Massen, lassen weiter keine nähere optische Untersuchung zu; im auffallenden Lichte aber unterscheiden sich viele derselben noch durch die besondere Art ihrer Farbe und ihres Glanzes. Die das Licht einfach brechenden Körper, entweder (hyalin- oder porodin-) amorphe Massen oder Krystalle des regulären Systems, üben keinen Einfluß aus auf durch sie hindurchgehende Strahlen; sie verhalten sich völlig apolar; zwischen gekreuzten Nicols erscheinen sie also völlig dunkel, zwischen parallelen hell mit der ihnen eigenthümlichen Farbe. Eine Entscheidung, ob ein vorliegender Durchschnitt einem regulären Mineral oder einer amorphen Substanz angehört, ist durch optische Hilfsmittel nicht herbeizuführen; die formalen Verhältnisse, Spaltbarkeit, Farbe, Anordnung der Einschlüsse, müssen hier aushelfen.

In Folge von Pressungen und Spannungen bei der Bildung können auch Körper dieser Klasse doppelt-lichtbrechend sein, meist aber nur in schwachem Grade. Es bedarf eines sehr guten Polarisationsapparates und eines unermüdeten Auges, um solche Spuren von Doppelbrechung wahrzunehmen. Erleichtert wird die Wahrnehmung, indem man in den Tubus des Mikroskopes eine Quarzplatte einschiebt, welche zwischen gekreuzten Nicols eine sehr empfindliche Interferenzfarbe aufweist; wird eine doppelt-lichtbrechende Substanz unter das Objectiv gebracht, so ändert sich die Farbe, auch wenn die Doppelbrechung nur sehr schwach ist; für eine Aenderung der Farbe aber ist das Auge empfindlicher als für geringe Unterschiede in der Helligkeit. An Stelle der Quarzplatte kann man auch z. B. ein dünnes Spaltungsblättchen von Gyps benutzen, welches man auf das Präparat auflegt.

Die das Licht doppelt brechenden Krystalle zerfallen in zwei Klassen, je nachdem sie optisch einaxig oder zweiaxig sind. Die dem quadratischen und hexagonalen Systeme angehörigen Krystalle sind optisch einaxig; die optische Axe fällt mit der krystallographischen Hauptaxe zusammen, und in dieser Richtung brechen die Krystalle das Licht nicht doppelt. Ein basischer Schnitt von solchen Mineralien müßte sich also zwischen gekreuzten Nicols wie ein amorpher oder regulär krystallisirender Körper verhalten. Da nun aber nicht nur parallele

Strahlen, sondern auch convergirende mit schwacher Neigung auf das Präparat auffallen, so wird dasselbe von den Lichtstrahlen nicht nur in der Richtung der Hauptaxe, der optischen Axe, durchdrungen, sondern auch in Richtungen, die gegen jene etwas geneigt sind; in diesen Richtungen findet aber Doppelbrechung statt. In diesen Richtungen ist nun aber die Doppelbrechung eine nur äußerst schwache, in Folge dessen ist die Einwirkung auf das polarisirte Licht nur eine geringe. Da in dem eindringenden Lichtconus die nicht axialen Strahlen alle möglichen Schwingungsrichtungen besitzen, so kann von denselben durch den Analysator immer nur ein Theil ausgelöscht werden. Es erscheint also die basische Platte eines optisch einaxigen Minerales zwischen gekreuzten Nicols zwar stark verdunkelt, aber in keiner Stellung völlig dunkel, wie man die Platte auch dreht. Bei sehr dünnen Platten und geringer Doppelbrechung wird man kaum die geringe Helligkeit erkennen können, wohl aber z. B. bei den stark lichtbrechenden Carbonspäthen. Wir können deshalb immerhin sagen, daß basische Schnitte optisch einaxiger Mineralien zwischen gekreuzten Nicols stets gleich dunkel bleiben, wie man auch den Schnitt auf dem Objecttisch drehe. Dagegen zeigen Schnitte parallel der optischen Axe die stärkste Doppelbrechung; da die hierdurch entstehenden beiden Strahlen im optischen Hauptschnitt oder senkrecht dagegen schwingen, so sind solche Schnitte zwischen gekreuzten Nicols bei der völligen Umdrehung auf dem Objecttisch viermal hell und viermal dunkel, letzteres, wenn die optische Axe parallel steht der Schwingungsrichtung eines Nicols.

Optisch einaxige, farbige Mineralien zeigen verschiedene Farbentöne je nach der Richtung, in welcher das Licht hindurch geht. Die beiden Strahlen, in welche ein einfallender im Allgemeinen zerfällt, erleiden in dem krystallisirten Medium eine verschiedene Absorption; durch einen basalen Schnitt geht aber nur ein ungetheilter Strahl; dieser Schnitt hat also nur eine einzige bestimmte Farbe. Durch einen Schnitt parallel der Hauptaxe gehen zwei Strahlen, der eine, der sog. ordentliche, hat dieselbe Farbe wie der durch eine basale Platte austretende Strahl, der sog. außerordentliche dagegen hat eine andere Farbe. Die beiden Strahlen haben senkrecht auf einander stehende Schwingungsebenen, bei der Betrachtung im zerstreuten Lichte legen sich für unser Auge die Wirkungen der beiden Strahlen über einander. Läßt man aber bereits polarisirtes Licht auf die Platte fallen, so wird nur je ein Strahl mit voller Intensität austreten, wenn die Schwingungsrichtung des Nicols mit der des Strahles zusammenfällt. Alle außer den senkrecht gegen die Hauptaxe geschnittenen Platten optisch einaxiger farbiger Mineralien zeigen mit dem Polarisator geprüft Mehrfarbigkeit, Pleochroismus; die Stärke des Pleochroismus, die dabei auftretenden Farben sind für jede Substanz höchst charakteristisch.

Die Krystalle ohne Hauptaxe sind optisch zweiaxig; Platten, senkrecht gegen eine optische Axe geschnitten, bleiben zwischen gekreuzten Nicols in allen Lagen gleich hell, wenngleich die Intensität des durchdringenden Lichtes bei schwächer lichtbrechenden Mineralien eine

geringere ist. Die Ursache dieser der Theorie scheinbar direct zuwiderlaufenden Erscheinung ist wieder die Nichtparallelität der einfallenden Strahlen; statt der geringeren Intensität des durchdringenden Lichtes bei optisch einaxigen Mineralien erscheint hier bedeutende Intensität, weil alle Strahlen, welche nicht der optischen Axe absolut parallel sind, gleich eine starke Doppelbrechung erleiden. In den Krystallen ohne Hauptaxe sind die optischen Axen eben ganz singuläre Richtungen.

Schnitte aus Krystallen ohne Hauptaxe, welche nur fast normal auf einer optischen Axe stehen bis zu einer mehre Grade betragenden Neigung, zeigen zwischen gekreuzten Nicols bei zunehmender Neigung zuerst eine wachsende Auslöschung bei zwei Stellungen, dann bei vier Stellungen (über die Erklärung dieser und der vorhergehenden Erscheinung vergl. *E. Kalkowsky*, über die Polarisationsverhältnisse von senkrecht gegen eine optische Axe geschnittenen zweiaxigen Krystallplatten in *Groth's* Zeitschrift für Krystallographie, Bd. IX, 1884, S. 486). Erst bei bedeutenderer Neigung gegen eine optische Axe bis zur parallelen Richtung zeigen Durchschnitte eine viermalige völlige Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols bei einer ganzen Umdrehung des Präparates. Die optischen Verhältnisse der Krystalle ohne Hauptaxe werden erklärt durch die Annahme dreier auf einander senkrechter optischer Elasticitätsaxen, welche ein Elasticitätsellipsoid bestimmen; die Schwingungen der durch Doppelbrechung entstandenen Strahlen finden statt in Ebenen durch den senkrecht einfallenden Strahl und die beiden Axen derjenigen Ellipse, welche den Schnitt der betr. Platte mit dem dreiaxigen Elasticitätsellipsoide des Krystalles darstellt. Wenn mit den so bestimmten Richtungen in einer Platte die Schwingungsrichtung des einen der gekreuzten Nicols zusammenfällt, dann wird die Platte dunkel erscheinen.

Durch die Lage der optischen Elasticitätsaxen gegen die krystallographischen Axen unterscheiden sich die drei Systeme ohne Hauptaxe von einander. Im rhombischen Systeme fallen dieselben zusammen; in Durchschnitten parallel irgend einer krystallographischen Axe muß die eine Auslöschungsrichtung mit derselben zusammenfallen, also parallel sein gewissen Linien, wenn die Durchschnitte krystallographisch begrenzt sind; die Durchschnitte löschen gerade aus, wie man sich kurz ausdrückt. Im monoklinen Systeme fallen zwei optische Elasticitätsaxen in die Symmetrieebene, krystallographisch begrenzte Schnitte senkrecht gegen letztere werden also gerade auslöschen, alle anderen schief. Im triklinen Systeme findet keine Beziehung mehr statt zwischen den Richtungen der optischen Elasticitätsaxen und denen der krystallographischen Axen; alle Schnitte löschen im Allgemeinen schief aus.

Ein Hilfsmittel, das größeren Instrumenten beigegeben wird, ist eine dicke Kalkspathplatte senkrecht gegen die optische Axe geschnitten oder eine sog. *Calderon*'sche Doppelplatte. Sie dienen dazu die Auslöschungsrichtungen möglichst genau zu bestimmen, indem die Interferenzfiguren jener Platten gestört werden, sobald die Auslöschungsrichtungen des zu prüfenden Mineraldurchschnittes mit den Schwingungsebenen der Nicols nicht zusammenfallen. Das Mikroskop wird auf diese

Weise zu einem Stauroskop; die Gradeintheilung eines drehbaren Objecttisches dient zur Messung des Winkels der Auslöschungsrichtungen mit krystallographischen Richtungen, wie überhaupt zur Messung planer Winkel der Krystalldurchschnitte.

Die Durchschnitte farbiger Krystalle ohne Hauptaxe sind ebenfalls pleochroitisch; als Grundfarben unterscheidet man die sog. Axenfarben, d. h. die Farben der drei je in der Richtung einer optischen Elasticitätsaxe schwingenden Strahlen. Durch Prüfung krystallographisch richtig orientirter Schnitte mit dem Polarisator kann man die Axenfarben bestimmen; sie sind ebenfalls für jedes Mineral wenigstens bis zu einem gewissen Grade charakteristisch.

Da das Mikroskop stets etwas convergirendes Licht giebt, so müssen auch die an Krystallplatten im convergenten polarisirten Lichte auftretenden Interferenzcurven und dunklen Balken zu sehen sein, falls wir nur alle Strahlen des Lichtkegels auf einmal ins Auge gelangen lassen. Dies kann geschehen, indem man das Auge in der Axe des Mikroskopes über das Okular und den Analysator ziemlich hoch erhebt, oder indem man das Okular entfernt. Erleichtert wird die Beobachtung der Interferenzfiguren dadurch, daß man über dem Polarisator eine sehr kräftige Condensorlinse anbringt, die sehr stark convergirendes Licht liefert. Da man durch Beobachtung und Prüfung der Interferenzfiguren auch noch andere optische Eigenschaften der Mineralien erkennen kann, wie die Art der Lichtbrechung, den Charakter der Doppelbrechung, die Dispersion der Strahlen, so liefern diese Beobachtungen ebenfalls Hilfsmittel für die Bestimmung der Mineralien.

Vorzügliche Dienste leistet das polarisirte Licht noch zur Erkennung von Verzwillingungen; nur in selteneren Fällen werden die zu einander in Zwillingsstellung befindlichen Individuen dieselbe Auslöschungsrichtung aufweisen, dafür sind aber meist auch dann noch bei einer anderen Stellung des Präparates die Interferenzfarben in den Zwillingsindividuen verschieden.

Wenn Durchschnitte doppeltbrechender Mineralien zwischen gekreuzten Nicols nicht auf dunkel eingestellt sind, dann treten meist Interferenzfarben auf. Dieselben sind aber in erster Linie von der Dicke der Platten abhängig; sehr dünne Platten zeigen keine Interferenzfarben mehr, sondern beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich nur ein Wechsel zwischen hell und dunkel. Dann werden aber die Interferenzfarben auch noch durch die Stärke der Doppelbrechung bedingt. In einem Dünnschliff, welcher verschiedene Mineralien enthält, können also z. B. die das Licht stärker doppeltbrechenden in gewissen Stellungen bunte Interferenzfarben aufweisen, die das Licht schwächer brechenden aber nicht. Auch dieser Umstand kann mit zur Bestimmung der Mineralien verwerthet werden. In dickeren Schliffen, oder bei stark lichtbrechenden Mineralien auch in den dünnsten, erscheint durch Interferenz das Weiß höherer Ordnung, welches bisher leider vielfach verkannt worden ist.

Auch der mittlere Brechungsexponent der Mineralien kann

schon zu ihrer Bestimmung verwendet werden. Die Präparate behalten beim Schleifen eine etwas matte Oberfläche, die unter dem Mikroskop gekörnelt aussieht; bedeckt man dieselbe nun mit Canadabalsam, so werden diese kleinen Unebenheiten auf allen denjenigen Mineralien nicht mehr zu sehen sein, deren mittlerer Brechungsexponent dem des Balsams gleichkommt oder geringer ist als derselbe; an allen stärker lichtbrechenden Durchschnitten läßt sich die rauhe Oberfläche beobachten. Verwendet man statt des Canadabalsams verschiedene Oele und andere Flüssigkeiten von bekannten Brechungsexponenten, so kann man dadurch die mittleren Brechungsexponenten der Gesteinsgemengtheile annähernd bestimmen. Bessere Resultate erzielt man durch folgende Methode, welcher die Beziehung zu Grunde liegt, die stattfindet zwischen der Dicke t einer apolaren Platte, dem Brechungsexponenten μ derselben und dem Betrage d, um welchen die Brennweite des Objectivs verändert wird, wenn die Platte senkrecht zur Axe des Mikroskopes zwischen das Objectiv und den Brennpunkt desselben eingeschaltet wird: $\mu = \frac{t}{t-d}$. Für doppeltbrechende Medien ist die Erscheinung etwas complicirter, da man in mehren Horizonten deutliche Bilder erhält, sobald die Platte etwas dicker ist. Bei Dünnschliffen ist ferner die zu geringe Dicke der Platten im Verhältniß zur Accomodationsfähigkeit des Auges störend, auch der Canadabalsam muß berücksichtigt werden. Am besten gelingen die Versuche mit Spaltungsblättchen oder sehr gut polirten dickeren Schliffen. Mit mehre Millimeter dicken Platten kann man sehr genaue Messungen anstellen; vergl. das Referat über *Sorby's* und *Stokes'* Untersuchungen in Zeitschrift für Kryst., Bd. III, 1879, S. 309—320. Zur Bestimmung des mittleren Brechungsexponenten isolirter Kryställchen, die erst ihrer Art nach zu erkennen sind, oder an Spaltungsblättchen zu untersuchender Mineralien kann diese Methode zur Anwendung kommen, bei der Untersuchung von Dünnschliffen wird sie selten erwünscht sein.

Da in Dünnschliffen trotz ihrer Dünne oft genug verschiedene Individuen desselben Minerales oder verschiedene Mineralien über einander liegen, so können hierdurch die Polarisationserscheinungen in mannigfacher Weise gestört werden. Besonders erwähnt zu werden verdient Folgendes. Liegen doppeltbrechende Kryställchen ganz in einfach brechender Masse eingebettet, so können ihre optischen Eigenschaften natürlich studiert werden, als wenn sie ganz frei lägen. Aber auch wenn sie in anderen doppeltbrechenden Krystallen eingebettet liegen, kann man oft noch gewisse Beobachtungen anstellen; sind z. B. Nädelchen eines Minerales nach allen Richtungen einem doppeltbrechenden Mineral eingelagert, so stellt man letzteres auf dunkel ein und sucht nun nach denjenigen Nädelchen, welche ebenfalls dunkel sind. Fällt die Längsrichtung derselben stets zusammen mit der Auslöschungsrichtung ihres Wirthes, so können sie nicht monoklin oder triklin sein. Die Versuche zur Erkennung der optischen Eigenschaften eingeschlossener Kryställchen sind je nach den Verhältnissen zu variiren.

A g g r e g a t e regellos gelagerter Körnchen werden zwischen ge-

kreuzten Nicols ein marmorirtes Aussehen aufweisen, dessen allgemeiner Charakter sich beim Drehen des Präparates nicht ändert, denn es werden immer ungefähr gleich viel Körnchen hell, gleich viel ganz dunkel erscheinen. Man spricht dann wohl von Aggregatpolarisation. Sind stäbchenartige Durchschnitte mit gerader Auslöschung regellos durch einander gelagert, so werden zwischen gekreuzten Nicols diejenigen, welche 45° mit den Schwingungsrichtungen der Nicols bilden, am hellsten erscheinen und also am meisten in die Augen fallen; man kann dadurch verleitet werden, das ganze Gewebe als ein rectanguläres Maschenwerk zu deuten.

Sind längliche Mineralelemente zu Sphäruliten zusammengetreten, so geben letztere je nach der Natur der Mineralien und je nach der Art der Zusammenfügung zu verschiedenen Erscheinungen Anlaß. Im Allgemeinen weisen die Sphärulite zwischen gekreuzten Nicols ein schwarzes Kreuz auf, dessen Arme in der Richtung der Schwingungsebenen der Hauptschnitte liegen. Streng genommen kann dies nur der Fall sein, wenn die Nädelchen optisch einaxig sind und mit ihren optischen Axen nach dem Mittelpunkte der Sphärulite gerichtet sind, oder wenn rhombische Individuen mit einer Axe nach dem Mittelpunkte convergiren oder wenn monokline Kryställchen in Stellungen, in welchen sie gerade auslöschen, im Durchschnitte des Sphärulites convergiren, oder endlich, wenn die Nädelchen etwa erst durch Druck doppelbrechend geworden und an und für sich amorph oder vielleicht krystallitisch sind. Schief auslöschende Nädelchen zu einem Sphärulit verbunden, können kein regelmäßiges Kreuz zeigen, sobald die componirenden Elemente irgend bedeutendere Dicke im Verhältniß zu ihrer Länge und zur Dicke des Schliffes besitzen. Derartige Sphärulite werden bisweilen fast einfache Aggregatpolarisation aufweisen, oder ein Kreuz, dessen Arme nicht in die Schwingungsebenen des Nicols fallen, oder aber auch ein mit ihnen zusammenfallendes Kreuz mit sehr breiten Armen; letzteres, wenn die Elemente des Sphärulites sehr schmal und gegen einander um die Radien des Sphärulites gedreht sind. Aber auch Sphärulite aus Mineralien mit größerer Symmetrie können ein weniger regelmäßiges Kreuz zeigen, wenn die Elemente weniger regelmäßig gruppirt, oder wenn sie größer sind. Die Arme des Kreuzes zeigen dann mancherlei Krümmungen, Zertheilungen oder sie convergiren nicht nach dem Mittelpunkte u. s. w. Excentrische Schnitte durch Sphärulite zeigen ebenfalls mancherlei Störungen des Kreuzes. Durch Reflexion des Lichtes an Flächen der Elemente eines Sphärulites kommt es bisweilen zur Bildung eines zweiten Kreuzes, das stets gefärbt ist, zwischen parallelen Nicols mit den complementären Farben erscheint und sich beim Drehen des Präparates nur halb so schnell dreht. Sphärulite aus mit der Hauptaxe gegen das Centrum gerichteten optisch einaxigen Krystallnadeln zeigen außer dem dunklen Kreuz wohl auch noch concentrische Ringe, namentlich wenn man den Tubus des Mikroskopes aus der scharfen Einstellung hebt oder senkt.

Die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe hat außer der Bestimmung der Gemengtheile auch noch die Aufgabe, die **Structur** der Gemengtheile und die Art ihrer Verbindung, also die Structur des

Gesteines zu erkennen. Diese Aufgabe kann viel schwieriger und aber auch viel wichtiger werden als die Bestimmung der Gemengtheile, denn die Structurverhältnisse sind meist gerade diejenigen, welche über die Genesis der Gesteine Licht zu verbreiten im Stande sind. Angaben, wie man die Untersuchungen über die Structur zu führen hat, lassen sich im Allgemeinen kaum aufstellen; man suche so viel wie möglich nach Beziehungen aller beobachtbaren Dinge zu einander.

22. Mikrochemische Reactionen.

Die optische Prüfung reicht oft nicht aus, einen Gemengtheil zu bestimmen, namentlich wenn derselbe der eigenen Formentwickelung entbehrt; in diesem Falle würde eine chemische Prüfung weitere Beihilfe zur Erkennung liefern. Es kommt daher darauf an, mikrochemische Reactionen anzuwenden, die leicht und mit Sicherheit an äußerst winzigen Bröckchen die Elemente erkennen lassen. Betupft man einen von Deckglas und oberer Balsamschicht befreiten Dünnschliff mit kalter, mäßig starker Salzsäure, so wird unter dem Mikroskope durch Effervescenz jede Spur von Kalkspath offenbar werden, der sich sonst etwa zwischen anderen Gemengtheilen verbergen könnte. Wasser- und eisenhaltige Zersetzungsproducte lassen sich öfters durch kalte Salzsäure im Schliff zersetzen, das übrigbleibende Gemenge wird dadurch klarer hervortreten und seine Structur im Einzelnen besser erkennen lassen. Für manche Mineralien bietet sich ein Mittel zur Bestimmung dar, indem sich bei der Zersetzung durch Salzsäure Kieselsäure in pulveriger oder in gelatinöser Form abscheidet. Kieselsäuregallerte ist leicht durch Fuchsinlösung färbbar und dadurch auch in geringster Menge erkennbar. Ist man zweifelhaft, ob man in gewissen farblosen unregelmäßig begrenzten Partikeln Nephelin oder Apatit vor sich habe, da beide in optischer Beziehung einander ziemlich ähneln, so bewirkt Salzsäure leicht ein Gelatiniren, wenn Nephelin vorliegt; läßt man die Masse eintrocknen, so wird man auf dem Präparate eine Menge Chlornatriumwürfel vorfinden. Der Apatit dagegen gelatinirt nicht, sondern löst sich auf, ein Zusatz einer salpetersauren Lösung von molybdänsaurem Ammonium bewirkt die Bildung eines aus Oktaedern und Rhombendodekaedern bestehenden gelben Niederschlages (vergl. hierzu *Streng* im Neuen Jahrbuch für Min. 1885, Bd. I, S. 29).

Immerhin aber ist der Kreis der Gesteinsgemengtheile, welche durch Salzsäure in dieser Weise stark angegriffen werden, ein geringer; die Gemengtheile der meisten Gesteine sind Silicate, die erst von Flußsäure zersetzt werden. Die Verwendung der letzteren für die mikrochemische Analyse ist in zwei Methoden ausgebildet worden. Die erste von *Bořický* entwickelte Methode beruht auf der verschiedenen Form der Kieselfluorsalze. Ein winziges Partikelchen des zu untersuchenden Minerales, das man vielleicht erst vom Dünnschliff abgesprengt hat, wird auf einen mit einer dünnen Schicht gehärteten Canadabalsams oder eines durchsichtigen Lackes versehenen Objectträger gelegt und mit einem Tropfen chemisch reiner, etwa $3^1/_2$ procentiger Kieselfluorwasserstoffsäure bedeckt.

Dann läßt man die Säure langsam verdunsten, durch einen Pappdeckel gegen Staub geschützt oder weniger gut im Exsiccator. Die Säure zersetzt einen Theil des Mineralpartikelchens und beim Verdunsten des Wassers krystallisiren die Kieselfluorsalze mikroskopisch klein aus; sie sind ihrer Form nach leicht zu erkennen, wozu man sich der Abbildungen in *Bořický's* Abhandlung: Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral- und Gesteinsanalyse (aus dem Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen, 3. Bd., 5. Abth. Prag, 1877) oder besser noch erst selbst hergestellter Probepräparate bedient. Kieselfluorkalium bildet scharfkantige und ebenflächige Würfel und Combinationen derselben mit Rhombendodekaeder und Oktaeder. Kieselfluornatrium erscheint in kurzen oder längeren hexagonalen Säulen mit der Basis oder einer stumpfen Pyramide. Kieselfluorcalcium bildet meistens spindelförmige Körper ohne scharf geradlinige Kanten und ebene Flächen. Kieselfluormagnesium erscheint in scharfkantigen Rhomboedern mit Basis oder in complicirteren rhomboedrischen Gestalten. Kieselfluoreisen ist mit dem Magnesiumsalz isomorph, läßt sich aber leicht davon unterscheiden dadurch, daß es durch Schwefelammoniumdämpfe geschwärzt wird.

Diese Methode liefert die beste Probe auf Alkalien; sie läßt sich nach *Behrens* noch dahin abändern, daß man das Mineral mit reiner Flußsäure im Platinlöffel zersetzt, etwas Kieselflußsäure hinzufügt, abdampft, die trockene Masse mit Wasser aufkocht und auf dem Objectträger zur Krystallisation bringt. Diese Methode leidet aber namentlich an dem Fehler, daß die Thonerde dabei schwer nachweisbar ist, da neben Fluosilicaten auch gleichgestaltete Fluoaluminate entstehen; ferner bilden sich auch Doppelsalze z. B. von Natrium und Calcium. *H. Behrens* giebt nun in seiner Arbeit „Mikrochemische Methoden zur Mineral-Analyse", Amsterdam, *Joh. Müller,* 1881 (aus Verslagen en Mededeelingen d. K. Akad. van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde, 2 reeks, Deel XVII) einen neuen und sicherern Weg an. Er schließt das Mineral mit Flußsäure und concentrirter Schwefelsäure auf und stellt eine ganz schwach sauere schwefelsaure Lösung her, von der einzelne, in Capillarpipetten aufbewahrte Tropfen auf einzelne Elemente geprüft werden. Zuerst krystallisirt beim Abkühlen das Calciumsulfat in Nadeln und Blättchen als leicht erkennbarer Gyps aus. Kalium weist man durch Platinchlorid nach, das Kaliumplatinchlorid bildet kleine scharfe Oktaederchen. Natrium ist ebenso wie auch Kalium durch Cerosulfat nachweisbar, das Natrium-Cerosulfat kommt vor dem Kalium-Cerosulfat zum Vorschein; ersteres bildet winzige, weißlich durchscheinende Körnchen, letzteres etwas größere Sphäroide, auch enteckte Rhomben: die Reaction ist scharf und tritt schnell ein. Magnesium wird durch Zusatz von Phosphorsalz in fester Form als scharf ausgebildete, hemimorphe Kryställchen von Ammonium-Magnesiumphosphat gefällt, nachdem man zuerst nach Zusatz von Ammoniak Eisen und Manganverbindungen zur Oxydation Zeit gelassen hat. Für Aluminium hat *Behrens* im Caesiumchlorid in concentrirter Lösung ein vorzügliches Reagens gefunden: es bilden sich augenblicklich scharfe Oktaeder des schwerlöslichen Caesiumalauns. Eisen

läßt sich, wenn nöthig, durch die Farbe des feinkörnigen, sich zu Flocken zusammenballenden Niederschlages, welchen Ferrocyankalium hervorbringt, leicht nachweisen. Schwefel- und Phosphorsäure lassen sich durch Umkehrung der Reactionen für Aluminium und Magnesium erkennen. Chlor wird als Thalliumchlorid nachgewiesen, welches in Oktaedern von starkem Lichtbrechungsvermögen mit auffallender Neigung kleeblattförmige Drillinge oder kreuzförmige Vierlinge zu bilden auftritt. Fluor, Bor und Silicium lassen sich durch Destillation nachweisen, indem man die Dämpfe mit einem Wassertropfen auffängt.

A. Streng hat diese Methode weiter ausgebildet (l. c. und 22. und 24. Jahresber. d. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde S. 260 resp. 54); besonders hervorzuheben ist die Reaction auf Natrium durch essigsaures Uranyl: es bilden sich scharfe Tetraeder von essigsaurem Uranyl-Natrium. Apotheker *Th. Lommel* in Gießen bringt einen Kasten mit Reagentien und Utensilien für mikrochemische Untersuchungen nach den Angaben *Streng's* in den Handel (Preis 60 M.).

Zum Nachweis und zur Unterscheidung der Alkalien lassen sich auch die Flammenfärbungen anwenden, namentlich benutzt *Szabó* dieselben zur Unterscheidung der Feldspäthe. Durch Uebung und Vergleichung wird man dahin gelangen, an der Intensität der Färbung einer nicht leuchtenden Flamme durch ein hineingehaltenes Feldspathkörnchen den Character des letzteren wenigstens annähernd zu erkennen. Es ist zu beachten, daß in Bezug auf die Stärke der auftretenden Färbung verschiedene Mineralien nicht mit einander vergleichbar sind. Schließt man nach *Behrens* Methode die Mineralkörnchen im Platinlöffel völlig auf, so wird man durch Spectralanalyse die Alkalien leicht auf einen Blick erkennen können. Bei allen diesen mikrochemischen Reactionen sind Schätzungen auf die Quantität nicht unmöglich, aber im Ganzen doch wenig zuverlässig und erst für einzelne bekannte Mineralien durch eigene Versuche ausführen zu lernen.

23. Isolirung der Gemengtheile.

Schon zur Anstellung der mikrochemischen Reactionen bedarf man eines isolirten Mineralkornes; noch mehr ist dieses nöthig, wenn man die quantitative Zusammensetzung der Gemengtheile eines Gesteines kennen lernen will. In den meisten Gesteinen sind aber die Gemengtheile so sehr durch einander gewachsen und so innig mit einander verbunden, daß ein Aussuchen eines bestimmten Minerales (wenn dies überhaupt möglich ist) aus dem gröblich zerkleinerten Gestein kaum ein befriedigendes Resultat giebt. Man hat verschiedene Methoden aufgefunden, um reines Material zur Analyse eines Gesteinsgemengtheiles zu gewinnen; welche Methode man im einzelnen Falle zu wählen hat, hängt einerseits von der Art des zu isolirenden Materiales ab, andererseits aber auch von der Structur und anderen Verhältnissen der Gesteine.

Glimmerartige Mineralien kann man aus einem nicht zu feinen, von staubigen Partikeln befreiten Pulver dadurch absondern, daß man dasselbe auf Fließpapier ausbreitet und an letzterem leicht

rüttelt oder klopft, indem man es schräge hält. Die sich mit ihrer flachen Seite auflegenden Glimmerblättchen bleiben am längsten auf dem Papier und lassen sich durch Wiederholung dieser Operation recht rein gewinnen.

Durch Schlemmen kann man, ebenfalls nach Entfernung des Zerkleinerungstaubes, die Gemengtheile nach ihrem specifischen Gewichte sondern, doch hat auch die Form hier Einfluß. Durch einen constanten Wasserstrom hat *Thoulet* eine Sonderung der Gemengtheile herbeizuführen gewußt. In einer weiteren, unten durch einen Hahn verschließbaren Glasröhre mit oben angebrachtem seitlichem Zuführungsrohre, steckt durch einen Kautschukstöpsel gehend bis unten nahe an den Hahn eine engere Glasröhre, in welcher sich die Gemengtheile ihrem Gewichte und ihrer Form nach sondern, wenn man durch das seitliche Zuführungsrohr einen Wasserstrom aus einer Wasserleitung eintreten und durch das obere Ende des engen Rohres austreten läßt.

Viel genauere Resultate erhält man, wenn die Sonderung auf Grund des specifischen Gewichtes in schweren Flüssigkeiten vorgenommen wird. Es giebt einige Salzlösungen, deren specifisches Gewicht das der gewöhnlichen Gesteinsgemengtheile erreicht und übertrifft. Eine leicht herstellbare Lösung von Quecksilberjodid und Jodkalium erreicht ein specifisches Gewicht von 3,17. Es schwimmen auf derselben also Quarz, Feldspäthe, Zeolithe u. s. w., während Pyroxene, Amphibole, Granaten u. s. w. zu Boden sinken. Man nimmt die Sonderung an einem nicht zu feinen Pulver in einer weiten, unten mit einem Hahne geschlossenen Röhre, in einem Scheidungstrichter oder ähnlichen Apparate vor. Durch Zusatz von Wasser oder besser von verdünnterer Lösung kann man das specifische Gewicht der Lösung erniedrigen und dann auch Quarz von Feldspath oder die verschiedenen Feldspäthe von einander sondern. Das specifische Gewicht der Lösung (durch die verbesserte *Mohr*'sche Waage bestimmbar), in welcher die Mineralien gerade suspendirt bleiben, ohne zu sinken oder zu steigen, giebt zugleich das specifische Gewicht der letzteren an. Zur Trennung noch schwererer Mineralien leistet die weniger leicht darzustellende, zuerst von *Rohrbach* in Vorschlag gebrachte Lösung des Baryumquecksilberjodides vortreffliche Dienste, da sie das specifische Gewicht von 3,58 bei gewöhnlicher Temperatur erreicht (vergl. Ann. d. Phys. u. Chem. Neue Folge, herausgegeben von *Wiedemann*, Bd. XX, 1883, S. 169). Eine Lösung des Cadmiumborotungstates ($9WO_3.B_2O_3.2CdO.2H_2O + 16$ aq.) erreicht ein specifisches Gewicht von 3,28, doch zersetzt sie Carbonate und Sulfide und ist schwierig darstellbar.

Magneteisenkörnchen lassen sich aus einem flach ausgebreiteten Gesteinspulver durch einen Magnetstab leicht absondern, mit Hilfe eines kräftigen Elektromagneten kann man aber auch alle eisenhaltigen Verbindungen wie Pyroxene, Amphibole u. s. w. (merkwürdiger Weise aber nicht den Chlorit) von den eisenfreien z. B. den Feldspäthen trennen.

Einige wenige Mineralien sind in schmelzendem kohlensaurem Natron-Kali nicht löslich, so z. B. die Spinelle, Korund. Aber auch manche andere Mineralien lösen sich darin nur sehr schwer, sobald sie

nicht in so staubfeinem Pulver eingetragen werden, wie dies beim Aufschließen der Silicate zur Analyse vorgeschrieben wird. Aus gröblich zerkleinertem Granulit lassen sich die Granaten auf diese Weise isoliren; Quarz und Feldspath lösen sich leicht auf, Granat wird zwar oberflächlich angegriffen, aber nicht gelöst.

Durch Auflösung einzelner Gemengtheile in Säuren kann man andere isoliren. Essigsäure, Citronensäure, Salzsäure werden je nach den vorliegenden Mineralien zu wählen sein. Am wichtigsten ist in der letztern Zeit die Anwendung der Flußsäure geworden. Auch diese Säure löst die meisten Silicate nur in feingepulvertem Zustande bei starker Erwärmung schnell auf; ganz anders wirkt sie auf weniger fein zertheilte Mineralien ein, einige werden schnell gelöst, andere nur sehr langsam (an Kieselsäure arme). Manche Mineralien wie Rutil, Zirkon widerstehen der kalten Flußsäure auch als winzigste Mikrolithen. Amorphe Silicate, Quarz, Feldspäthe, Glimmer werden am leichtesten zersetzt. Von den durch die Einwirkung der Säure gebildeten Fluorüren und Fluosilicaten kann der unzersetzte Rest leicht mechanisch getrennt werden, wenn er nicht zu feinkörnig ist. Sonst muß man die Zersetzungsproducte durch wiederholtes Auskochen mit Wasser zu entfernen suchen oder außer Flußsäure auch noch Schwefelsäure anwenden.

Ein sicherer Gang für die Isolirung der Gemengtheile aller Gesteine läßt sich noch nicht angeben; manche der Methoden, besonders die chemischen, bedürfen noch weiterer Ausbildung; bis jetzt muß man probiren, welche Methode im gegebenen Falle am besten zum Ziele führt; öfters wird man mehre hinter einander anwenden.

24. Chemische Untersuchung.

Isolirte und unter dem Mikroskope auf ihre Reinheit geprüfte Gemengtheile kann man quantitativ analysiren, sobald man nur eine genügende Menge erhalten hat; könnte man alle Gemengtheile ohne Verluste isoliren, dann würde man durch Analyse derselben und durch Bauschanalyse des Gesteines sich die vollständigste Kenntniß von der mineralischen und chemischen Zusammensetzung des betr. Gesteines erwerben können. So weit ist man bis jetzt wohl nur ganz ausnahmsweise gekommen. Zumeist muß man sich mit der sog. Bauschanalyse begnügen; für dieselbe hat man ein möglichst großes Quantum zu zerkleinern, gehörig zu mischen und davon etwas zu analysiren, um hierdurch möglichst die Durchschnittszusammensetzung des Gesteines unabhängig von localen Anhäufungen eines Gemengtheiles zu erhalten. Außer auf die gewöhnlichen Elemente hat man bei Silicatgesteinen sein Augenmerk auch auf die Anwesenheit und Quantität der Titansäure, der Phosphorsäure, der Schwefelsäure resp. des Schwefels, des Chlors und der schweren Metalle zu richten. Ferner bedarf der Gehalt an Wasser einer genauen Bestimmung, da er oft wichtig ist als Maßstab für den Grad der Zersetzung, welchen ein Gestein erlitten hat. Der Verlust, welchen ein Gestein beim Glühen erleidet, ist durchaus nicht ohne Weiteres als von einem Wassergehalt herstammend anzusehen. In

älteren Analysen hat man oft nicht genügend die Oxydationsstufen des Eisens, den Gehalt an Wasser, Titansäure und Phosphorsäure bestimmt, was auch bei der Beurtheilung der weiterhin mitgetheilten Analysen zu beachten ist.

Bei Silicatgesteinen suchte der um die chemische Geologie hochverdiente *G. Bischof* ein Bild von der chemischen Zusammensetzung durch eine einzige Zahl, den sog. Sauerstoffquotienten zu geben. Man erhält denselben, wenn man den Sauerstoffgehalt der Monoxyde und der Sesquioxyde addirt und durch den Sauerstoffgehalt der Kieselsäure (und Titansäure) dividirt. Bei der vollkommeneren Kenntniß, welche wir jetzt von der mineralischen Zusammensetzung der Gesteine erlangen können, ist die Berechnung und Angabe des Sauerstoffquotienten durchaus ohne Werth, namentlich da es wohl keine Mühe macht, einige Reihen von Analysen ohne weitere Vereinfachung derselben mit einander zu vergleichen.

Kennt man die chemische Zusammensetzung aller Gemengtheile und die des Gesammtgesteins, so kann man daraus die procentarische mineralische Zusammensetzung des Gesteines berechnen; doch muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß man durch diese Berechnung durchaus keinen Schritt weiter in der Erkenntniß des Gesteines thut; die procentarische mineralische Zusammensetzung ist eben nichts, als ein anderer und zwar weniger leicht beurtheilbarer und deshalb minder werthvoller Ausdruck für die procentarische chemische Zusammensetzung. Bei weitaus den meisten Gesteinen sind nicht verschiedene Mineralien in bestimmten Verhältnissen zu einem Gesteine aggregirt, sondern die in irgend welcher Form zusammengekommenen Molekeln haben sich auf verschiedene Mineralien vertheilen müssen zur Zeit, als das Gestein seine endgültige Beschaffenheit annahm.

Ganz illusorisch ist eine Berechnung der Quantitäten der einzelnen Gemengtheile, wenn man die chemische Zusammensetzung derselben nicht kennt, sondern eine ideale supponiren muß. Man kann dann von einzelnen Basen ausgehen und die ganze Menge derselben auf einen Gemengtheil berechnen, z. B. allen Kaligehalt auf einen ideal reinen Kalifeldspath, allen Kalkgehalt auf reinen Kalkfeldspath. Andere Mineralien haben aber nicht einmal irgend welche ideale feste Zusammensetzung, sondern sie sind stets isomorphe Gemische; man kann sich also für die Rechnung die am besten passenden Formeln aussuchen, etwaige Reste an Kieselsäure sind Quarz, an Eisenoxyden sind Magneteisen, Eisenglanz oder Eisenhydroxyd u. s. w. Berechnet man auf diese Weise schrittweise von einer Base zur anderen weitergehend die Quantität der Gemengtheile, so wird fast stets die Rechnung ganz aufgehen, es wird kein Rest von ununtergebrachten chemischen Stoffen übrig bleiben und auch nichts fehlen; in diesem Falle muß die Berechnung stimmen und scheinbar ganz richtig sein, Alles ist aber nur Selbsttäuschung, um so mehr, je complicirter die mineralische Zusammensetzung des Gesteines ist.

Die Berechnung und Interpretation der Analysen auf Gemengtheile hatte früher einen ganz anderen Werth, als man kein Mittel

hatte, die mineralische Zusammensetzung dichter Gesteine durch directe Beobachtung und Bestimmung der Gemengtheile zu erkennen. Damals waren auch die Partialanalysen des in Salzsäure löslichen und des darin unlöslichen Theiles von größerer Bedeutung; man konnte daraus gewisse Schlüsse auf die mineralische Zusammensetzung ziehen. Auch jetzt noch ist bisweilen die Partialanalyse von Nutzen, um die chemische Beschaffenheit einzelner Gemengtheile etwas näher zu bestimmen, wenn man sie nicht gänzlich isoliren kann. Die Schwierigkeit, durch Interpretation von Partialanalysen ein sicheres Resultat zu erhalten, ist namentlich auch in der Verschiedenheit der Einwirkung von Säuren je nach dem Grade ihrer Concentration, nach dem Grade der angewandten Wärme und nach der Structur und dem Maße der Zersetzung der Gesteine begründet.

25. Synthetische und experimentelle Untersuchungen.

Obwohl man bereits von Experimentalgeologie spricht, so beschränken sich die Versuche doch bisher auf nur wenige Verhältnisse, darunter sind aber Probleme der Lithologie gerade mehrfach vertreten. Auch die Untersuchungen der chemischen Geologie beziehen sich zum großen Theil auf Gesteine, auf die Bildung und Umbildung derselben. Bei allen solchen Versuchen aber haben wir mit der großen Schwierigkeit zu kämpfen, daß die Natur mit gewaltigen Massen umgeht, wir dagegen nur mit verschwindend winzigen Theilen arbeiten können; eine Uebertragung der mit geringen Massen und im beschränkten Raume erhaltenen Resultate auf größere Verhältnisse ist aber meist nicht ohne Weiteres gestattet. Synthetische und experimentelle lithologische Untersuchungen beziehen sich zumeist auf die genetischen Verhältnisse der Gesteine; nach dem Ausfall der Versuche können wir bis zu einem gewissen Grade beurtheilen, ob wir die von der Natur eingehaltenen Bedingungen erkannt und erfüllt haben oder nicht. Sollte es uns also auch nicht gelingen, durch Versuche dasselbe zu erzeugen, was die Natur zu Stande bringt, so werden wir doch durch die Versuche zu tieferer Erkenntniß der natürlichen Vorgänge hingeleitet.

Experimente im Gebiete der Lithologie haben bisher mit Vorliebe Verhältnisse der anogenen Gesteine zum Vorwurf gehabt. Brechen diese Massen in glühendflüssigem Zustande aus dem Erdinneren hervor, so liegt die Versuchung nahe, durch künstliches Zusammenschmelzen der Bestandtheile Gesteine zu erzeugen. Darauf gerichtete Experimente sind in mehren Fällen, namentlich den französischen Forschern *F. Fouqué* und *Michel Lévy* überraschend gelungen; sie erzeugten im Schmelztiegel durch geringe Verzögerung bei der Abkühlung Massen, die nach mineralischer Zusammensetzung und Structur manchen vulkanischen Gesteinen gar sehr ähneln. Vielleicht wird es auch noch gelingen, künstlich ein Magma mit allen Eigenschaften des natürlichen herzustellen. Die Vorrichtungen, welche man zur Anstellung dieser synthetischen Versuche braucht, sind bisher nicht gerade complicirter Art gewesen; ein guter Schmelzofen, der selbst die am schwersten verflüssigbaren Ge-

steine zu überwältigen vermag, ist die Hauptsache. Auch die Schlacken der Schmelzhütten sind des Studiums und der Berücksichtigung werth.

Die Frage, wie sich ein Magma bereits starren Massen gegenüber verhält, hat zu Versuchen angeregt, bei denen man einzelne Mineralien oder Gesteinsbruchstücke in geschmolzene Silicatmasse einlegte. Auch hierbei ist es gelungen, ähnliche Verhältnisse zu erzeugen, wie die Natur sie hervorbringt; aber noch viele andere harren einer Erläuterung durch Experimente.

Durch Behandlung von Mineralien oder Gesteinen mit Wasser, welches die in der Natur nachgewiesenen oder vermutheten Reagentien enthält, hat man namentlich die Zersetzungserscheinungen und Umwandlungsvorgänge bei Gesteinen zu studieren versucht. Hier tritt uns die Schwierigkeit entgegen, daß die Natur in Zeiträumen wirkt, die uns nicht zu Gebote stehen; es bleibt fraglich, ob man immer an Stelle der Dauer einer Einwirkung eine stärkere Concentration der Reagentien anwenden darf. Die Resultate, welche man bei Versuchen dieser Art erhalten hat, sind zwar meist nicht sonderlich in die Augen fallend, aber dennoch der Beachtung in hohem Grade werth.

Auch die Beeinflussung der Gesteine durch Druck hat man mehrfach auf experimentellem Wege zu ergründen versucht; hier werden die Resultate erst dann großen Werth erlangen, wenn es gelingen sollte, während des Druckes auch chemische Processe sich abspielen zu lassen. Bisher ist der „hohe Druck" in der Lithologie wie in der Geologie noch vielfach ein deus ex machina, der auftritt, wenn andere Erklärungsversuche nicht auszureichen scheinen.

26. Litteratur.

Die lithologische Litteratur hat in letzterer Zeit sehr große Dimensionen gewonnen, ist dabei aber leider in einer sehr großen Anzahl von Zeitschriften und sonstigen Publicationen verstreut. Im Allgemeinen wird jede geologische Arbeit auch lithologische Angaben enthalten, und ebenso berücksichtigen neuerdings auch mineralogische Studien immer mehr die als Gemengtheile von Gesteinen auftretenden Mineralien. Von deutschen Zeitschriften, welche lithologische Litteratur enthalten, sind folgende zu nennen:

Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft;

Jahrbuch der k. preuß. geologischen Landesanstalt;

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie;

Jahrbuch und Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien;

Mineralogische und petrographische Mittheilungen, herausgegeben von *G. Tschermak;*

Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der Rheinlande;

Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie, herausgegeben von *P. Groth.*

Als neuere Lehrbücher der Lithologie und größere Arbeiten sind hervorzuheben:

F. Fouqué et *Michel Lévy:* Minéralogie micrographique, roches éruptives françaises. Paris, 1879, mit Atlas.

W. v. Gümbel: Geologie von Bayern, I. Theil, Grundzüge der Geologie, 1. Lief. Cassel, 1884.

E. Hussak: Anleitung zum Bestimmen der gesteinsbildenden Mineralien. Leipzig, 1885.

H. O. Lang: Grundriß der Gesteinskunde. Leipzig, 1877.

A. v. Lasaulx: Elemente der Petrographie. Bonn, 1875.

A. v. Lasaulx: Einführung in die Gesteinslehre. Breslau, 1876.

H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart, 1873. 2. Aufl. 1885.

H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart, 1877.

J. Roth: Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. (Abh. d. k. Akad. d. Wiss.) Berlin, 1869, 73, 79.

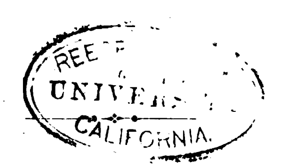
J. Roth: Allgemeine und chemische Geologie, I und II, 1. Berlin, 1879, 83.

F. Rutley: The study of rocks; an elementary textbook of petrology. London, 1879.

F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie, 2 Bde. Bonn, 1866.

F. Zirkel: Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig, 1873.

F. Zirkel: Microscopical Petrography. United States geological exploration of the fortieth parallel Vol. VI. Washington, 1876.



Eingehender Theil.

Bei Betrachtung der Natur im Großen wie im Kleinen hab' ich unausgesetzt die Frage gestellt: Ist es der Gegenstand oder bist du es, der sich hier ausspricht? Und in diesem Sinne betrachtete ich auch Vorgänger und Mitarbeiter. *Göthe.*

A. Anogene Gesteine.

I. Familie der Granite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O.
1.	76.12	13.42	1.28	—	0.19	0.34	3.10	4.89	1.06
2.	75.96	15.01	Spur	—	0.33	2.70	4.49	1.53	Spur
3.	70.33	11.83	3.73	2.38	0.20	2.55	2.41	3.08	1.38
4.	70.09	19.05	—	5.02	0.31	3.26	2.85	2.78	1.30
5.	69.19	14.12	1.64	1.71	1.66	1.58	1.81	8.45	—
6.	65.81	18.04	4.21	0.69	2.14	5.06	1.81	2.24	1.16
7.	62.09	16.43	2.34	2.03	3.08	2.32	4.07	4.66	0.85.

1. Granit von Schönberg bei Waldheim, Sachsen. **2.** Glimmerarmer Natron-Granit vom Greifenstein in Sachsen, mit Spuren von Fl und SO_3. **3.** Rapakivi aus Finnland, mit $TiO_2$1.03, $CO_2$0.13, $P_2O_5$0.51, $CaFl_2$0.28, MnO Spur. **4.** Zweiglimmeriger Granit von Warmbrunn in Niederschlesien. **5.** Biotitgranit vom Tryberger Wasserfall im Schwarzwald, mit $P_2O_5$0.15, Spuren von MnO, BaO, ZnO und Cl. **6.** Hornblende-Biotitgranit vom Hochwald in den Vogesen, mit Spuren von MnO und P_2O_5. **7.** Augitgranit von Oberbruck, Vogesen, mit $TiO_2$0.56.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die vorherrschenden Gemengtheile der Granite sind Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Glimmer, doch ist von diesen keiner völlig beständig; weniger häufig und bisweilen Varietäten bestimmend sind Hornblende, Augit, Magnetit, Apatit, Kalkspath, Titanit, Pinit, Turmalin, Granat, Andalusit. In Graniten kommt eine große Anzahl von accessorischen Gemengtheilen vor.

§ 3. Quarz erscheint in farblosen oder grauen, seltener schwach roth oder blau gefärbten Körnern; meist besitzt er keine Krystallform, doch kommt er bisweilen in hexagonalen Pyramiden und fast porphyrisch eingesprengt vor. Unter dem Mikroskop erweist er sich stets mit Flüssigkeitseinschlüssen durchdrungen, bald in reichlicher Zahl, bald spärlicher. Einschlüsse flüssiger Kohlensäure, doppelte Einschlüsse, wässerige Einschlüsse mit Chlornatrium-Würfelchen oder mit anderen Ausscheidungen sind mehrfach beobachtet worden, letztere sogar ziemlich häufig. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind regellos oder in Schnüren und Platten angeordnet. Oft beherbergen die Quarze eine große Anzahl äußerst feiner Nadeln, die in den anderen Gemengtheilen gänzlich fehlen. Die Nadeln sind meist so fein, daß sie auch bei starker Vergrößerung wie schwarze opake Striche erscheinen, wahrscheinlich aber gehören sie einem farblosen Minerale an, denn es kommen bisweilen auch breitere, farblose, langsäulenförmige Mikrolithen vor, deren mineralische Natur aber bisher auch noch nicht bekannt ist.

§ 4. Der Orthoklas ist meist weiß oder röthlich, oft frisch, meist aber trübe; nur einige alpine Granite führen einen Adular ähnlichen Feldspath. Die Trübung der Orthoklase und auch der Plagioklase mag zum Theil von einer großen Menge Dampfporen und allerwinzigsten Flüssigkeitseinschlüssen herrühren, zum Theil ist sie aber auch eine Folge einer geringen Zersetzung des Gesteines. Auch winzige eingelagerte Mikrolithe, namentlich von Salit erzeugen bisweilen die trübe Beschaffenheit der Feldspäthe. Der Orthoklas erscheint sehr oft in ringsum ausgebildeten Krystallen und häufig in Zwillingen, an denen das Carlsbader und das Barvenoe Gesetz am gewöhnlichsten sind, doch kommen auch alle anderen am Orthoklas bekannten Zwillingsbildungen in Graniten des Fichtelgebirges und Riesengebirges vor. Mikroklin ist in vielen Graniten, jedoch keineswegs in allen vorhanden.

§ 5. Die meist weißlichen, selten röthlich gefärbten Plagioklase fehlen nur in vereinzelten Fällen den Graniten, ja bisweilen walten sie entschieden vor den Kalifeldspäthen vor (in den sog. Natron-Graniten). Sie sind an der Zwillingsstreifung auf der basischen Spaltungsfläche oft schon makroskopisch zu erkennen und gehören zum größeren Theil dem Oligoklas oder einem ihm nahe stehenden isomorphen Gemisch an. Eine größere Anzahl genauer Bestimmungen des Plagioklases fehlt noch; doch weiß man, daß bisweilen recht basische, kalkreiche Feldspäthe in Graniten vorkommen, und neuerdings ist auch der Albit als selbständiger Gemengtheil oder in Orthoklas gesetzmäßig eingewachsen nachgewiesen worden. Verwachsungen von Orthoklas mit Plagioklasen sind überhaupt nicht selten, bisweilen umhüllt eine Rinde von Oligoklas den Orthoklas.

§ 6. Als Glimmer erscheinen Kali- und Magnesiaglimmer verschiedener chemischer Zusammensetzung; manche Glimmer sind lithionhaltig, eisenreich und dabei arm an Magnesia, andere so eisenreich, daß sie dem Lepidomelan nahe stehen. Der Kaliglimmer, durch Verwitterung kaum angreifbar, erscheint nur sehr selten allein, ohne von dunkelem

Magnesiaglimmer begleitet zu sein. Letzterer, von schwarzer Farbe, unter dem Mikroskope mit starker Absorption ausgerüstet, ist oft leicht zersetzbar; er geht in eine grünliche, chloritähnliche Substanz über, wobei sich in ihm allerlei Mikrolithen ausscheiden, namentlich auch lange Nadeln, die beim Gneiß genauer besprochen werden sollen. Heller und dunkler Glimmer sind bisweilen regelmäßig mit einander verwachsen; primäre Einschlüsse nur spärlich vorhanden.

§ 7. Der Magnesiaglimmer ist gern mit der Hornblende unregelmäßig verwachsen, wenn dieselbe in das Gesteinsgemenge eintritt; dieselbe ist im Dünnschliff mit grüner, aber meist wenig intensiver Farbe durchsichtig. Der Augit hat noch hellere Farbe, selbst schon makroskopisch. In der Mikrostructur gleichen Hornblende und Augit der Granite denen der Syenite und Diorite, ebenso der Titanit und andere seltenere Gemengtheile.

§ 8. Fast in jedem Granit ist Apatit vorhanden, wenngleich makroskopisch nicht wahrnehmbar, er erscheint in dünnen, langen Nadeln, seltener in dicken Säulen oder rundlichen Körnern. Die Phosphorit-Lagerstätten in Estremadura in Spanien stecken z. Th. ganz im Granit und sind vielleicht durch Auslaugung und secundäre locale Anhäufung des Apatites der Granite entstanden.

§ 9. Weit verbreitet sind in Graniten mikroskopisch kleine Zirkone; Topas in Krystallen erscheint in einigen Vorkommnissen reichlich; Andalusit in Körnern findet sich meist nur stellenweise. Turmalin, fast stets makroskopisch leicht wahrnehmbar, ist in vielen Graniten vorhanden; er ist fast nie gleichmäßig unter den anderen Gemengtheilen verstreut, sondern tritt nesterweise in radialstrahligen Massen, sog. Sonnen, hauptsächlich mit Quarz durchwachsen auf und ist in diesem Falle stets von schwarzer Farbe (Schörl). Andere Turmaline finden sich in den Pegmatiten (siehe weiter unten). In vielen schwedischen Graniten hat *Törnebohm* einen geringen Gehalt an Kalkspath nachgewiesen, der in Formen und unter Verhältnissen auftritt, welche ihm primäre Entstehung zuschreiben.

3. Structur. § 10. Der Granit hat seinen Namen von seiner körnigen Structur, für welche er als Prototyp gilt. Die Größe der Gemengtheile ist eine sehr verschiedene, selten finden sich sog. Riesengranite, am häufigsten sind Granite, deren Gemengtheile 1—5 mm mittleren Durchmesser besitzen. Die Korngröße kann aber auch noch weiter hinabsinken, solche Gesteine (Mikrogranite) bilden dann den Uebergang zu den Felsitporphyren. Die Gemengtheile sind gleichmäßig gemischt und regellos gegen einander gestellt; namentlich weisen die Glimmer keinen Parallelismus auf. Granite, an welchen aber doch eine gewisse Parallelstructur zu erkennen ist, hat man Gneißgranit genannt; diese Bezeichnung enthält eine geologische Hypothese in sich, und es wird deshalb die etwas umständlichere Bezeichnung „Granit mit geringer Parallelstructur“ oder dergl. vorzuziehen sein. Porphyrische Structur stellt sich bei den Graniten sehr häufig ein, indem namentlich einige Orthoklas-Individuen größer sind, als die anderen Gemengtheile. Seltener

sind Granite porös; in größere Hohlräume ragen dann auskrystallisirte Feldspäthe und Quarze hinein.

§ 11. Makroskopisch gewahrt man bisweilen recht deutlich, daß der Quarz ganz ohne eigene Formentwickelung, xenomorph, auftritt; auch mikroskopisch ist dieses Verhältniß erkennbar, und zwar erscheint der Quarz in Kornaggregaten. Allein es zeigt sich bisweilen auch das entgegengesetzte Verhältniß, nämlich daß der Quarz eigene Form aufweist, automorph ist, der Feldspath nicht. Zwischen diesen beiden Structurarten steht die dritte, bei welcher weder die Feldspäthe noch der Quarz in der Formausbildung den Vorrang haben. Eigenthümlich ist die sog. Mörtelstructur, bei welcher die einzelnen größeren Individuen von Quarz, Feldspäthen und Glimmern durch ein verhältnißmäßig sehr feinkörniges Quarzfeldspathgemenge mit oder ohne Glimmer von einander getrennt werden. Granophyr-Structur nennt *Rosenbusch* diejenige Structur, bei welcher „alle Gemengtheile, die Einsprenglinge, wie die Mineralien der feinkörnigen Grundmasse des Gesteins, sich auch äußerlich vollkommen oder doch sehr nahezu krystallin entwickelten, und sich nicht zu regellos gemengten, sondern gesetzmäßig gruppirten Aggregaten ordneten“. „Pseudophärulite“ und schriftgranitartige Verwachsungen sind in Granophyren häufig. Sphärulitische Structur findet sich ebenfalls bei Graniten, wenngleich sehr selten; die Kugeln sind nuß- bis kopfgroß und ihr Centrum bald reicher, bald ärmer an Glimmer als die peripherischen Theile.

4. Concretionen. § 12. In Graniten finden sich sehr häufig dunklere Massen, welche reich sind an Glimmer, Hornblende, Chlorit, Eisenerzen, Titanit; solche dunkele Concretionen haben oft eckige Formen, so daß sie wie Bruchstücke aussehen; es mögen ja auch manche größeren Concretionen bei der Bewegung des Magmas zerbrochen sein. Concretionen von fast reinem Quarz sind selten.

5. Lagerung. § 13. Der Granit tritt in Lagern, Gängen und sog. Stöcken auf; die letztere Lagerungsform ist sehr häufig, doch ist es schwer zu sagen, was diese Stöcke, die typhonische genannt werden, wenn sie sehr groß sind, eigentlich für einen Raum in der Erdkruste einnehmen; auf der Oberfläche sind es meist rundliche bis ovale Massen, die nicht selten wie in Cornwall, im sächsischen Erzgebirge, im Harz in einer Linie hinter einander angeordnet sind. Man könnte solche Reihen von Stöcken vielleicht als gewaltige Gänge auffassen, die an verschiedenen Stellen verschieden hoch in die Erdkruste eingedrungen sind. *E. Reyer* hat versucht, in solchen Stöcken einen inneren Aufbau aus verschieden gearteten Schlieren zu erkennen und die Stöcke als über schmäleren Spalten seitwärts übergequollene Massen zu deuten.

§ 14. Gänge von Graniten sind nicht selten, besonders beachtenswerth aber sind die Gänge von Granit im Granit. Dieselben haben meist eine geringe Längserstreckung und in der Regel dieselbe oder ähnliche Zusammensetzung, aber feineres Korn als der Granit, in welchem sie auftreten, und von welchem sie rings umschlossen zu werden scheinen. Wahrscheinlich sind es Schlieren, Theile des Magmas, welche beim Empor-

dringen eine andere chemische und vielleicht physikalische Beschaffenheit besaßen. Es kommen jedoch auch Gänge von Granit in anderem Granit vor, welche wirklich jünger sind und einer späteren, vielleicht aber auch unmittelbar folgenden Eruption angehören.

Nach den Vorkommnissen mit deutlich durchgreifender Lagerungsform kann man das Alter der Granite bestimmen oder wenigstens begrenzen. Die Granite gehören zu den ältesten Eruptivgesteinen, sie werden nach dem Ende der Culmperiode selten und reichen nur in wenigen Fällen bis in den Lias (Pyrenäen), ja bis in die Kreide und das Eocän (?) hinauf.

§ 15. Zwischen den Schichten der archäischen Gesteine treten Granite oft in Form von Lagern auf, die bald durch langsamen, bald durch sehr schnellen Uebergang mit den darunter und darüber liegenden Gesteinen (Gneiß, Glimmerschiefer u. s. w.) verbunden sind und in einzelnen Fällen in erkennbarer Weise rings von ihnen umschlossen werden. Die deckenartige Auflagerung auf paläozoische Schichten ist mehrfach beobachtet worden, eine Einlagerung darin jedoch noch nicht.

6. Absonderung. § 16. Säulenförmige und kugelförmige Absonderung ist bei den Graniten selten, meist sind sie bankförmig oder parallelipipedisch abgesondert oder auch unregelmäßig zerklüftet. Zu dem Phänomen der Absonderung gehört vielleicht auch die sog. „Gare" der Granite. Mit diesem Worte (italienisch filo maestro) bezeichnen die Steinbrecher die leichte Spaltbarkeit des Granites nach einer bestimmten Fläche, die sie wohl aufzufinden wissen, obwohl dieselbe durchaus nicht durch irgend welchen Parallelismus der Gemengtheile hervorgerufen wird.

7. Zersetzung. § 17. In Folge der rein körnigen Structur der Granite zeigt sich die Zersetzung durch die Atmosphärilien oft in einer gleichmäßigen Zerkrümelung des Gesteines; es bildet sich ein granitischer Grus aus den Gemengtheilen des Granites, der einen ungemein unfruchtbaren Boden liefert, z. B. in Estremadura in Spanien nur spärliche Nahrung für Schafherden erzeugt. Durch die grusige Zersetzung unterscheiden sich Granite bis zu einem gewissen Grade auch von Gneißen, bei denen eine derartige Form der Zersetzung selten ist. Durch langsamer aber energischer fortschreitende Zersetzung werden die Glimmer gebleicht, die Feldspäthe aber in Kaolin verwandelt; manche Kaolinlagerstätten sind nichts als in situ zersetzte Granite (z. B. zu Aue in Sachsen). Außer Kaolin werden aus den Feldspäthen auch helle Glimmer in mikroskopisch kleinen Schüppchen gebildet, welche letzteren nicht selten nach krystallographischen Flächen der Feldspäthe orientirt liegen. Chlorit, Epidot und Calcit erscheinen namentlich in Plagioklasen als Neubildungen.

§ 18. Geht die Zersetzung den Absonderungsfugen des Gesteines nach, so bleiben schließlich abgerundete Blöcke der verschiedensten Dimensionen übrig, welche die Gipfel vieler Granitberge, z. B. im Fichtelgebirge, in wirrem Chaos bedecken. Die Erklärung dieser Felsenmeere ohne Zuhilfenahme gewaltsamer Processe ist zuerst von *Göthe* beigebracht worden. Zeigt der Granit Absonderung in mächtige Bänke, so

entstehen durch Verwitterung wollsack- oder matratzenähnliche Massen. Man hat öfters beobachtet, daß an Granitfelsen die Zerstörung am Fuße schneller fortschreitet als an den freien Spitzen; in gemäßigten Klimaten mag die Ursache davon sein, daß die Feuchtigkeit sich am Boden länger hält als oben; in den tropischen Gegenden wirkt aber in manchen Fällen die mechanische Kraft des vom Winde in Bewegung gesetzten Sandes am Fuße der Felsen stärker als an den freien Enden.

8. Genetisches. § 19. Die Entstehung des Granites ist eines der schwierigsten Capitel der Geogenie; obwohl der Granit eine sehr große räumliche Verbreitung besitzt und durch die Größe seines Kornes und durch sein Vorkommen in gute Aufschlüsse bietenden Gebirgen der Untersuchung sehr leicht zugänglich ist, giebt es doch kaum noch ein anderes Gestein, über dessen Entstehung die Meinungen weiter auseinander gehen. Die Beantwortung aller Fragen wird erleichtert, wenn wir zunächst die Dinge von einander sondern, die als „Granit" bezeichnet werden. Von einem „Granit" können wir mit großer Sicherheit angeben, daß er zu den anogenen Gesteinen gehört; dies ist bei zwei anderen Graniten nicht so der Fall. Wir beschäftigen uns zunächst mit diesen.

§ 20. Lagergranite. Bei den Graniten, welche lagerartig zwischen den Schichten der archäischen Sedimente vorkommen, ist es in vielen Fällen mehr als zweifelhaft, ob sie anogener Natur sind. Da wir keinen Grund haben in Abrede zu stellen, daß bereits in jenen entfernten Perioden der Erdentwickelung Eruptionen stattgefunden haben können, welche anogene Massen zu Tage förderten, so können die regelmäßig eingeschalteten Lager als Ströme oder Decken von eruptivem Granite gedeutet werden, die sich zur Zeit der Ablagerung jener Schichten vielleicht submarin ergossen. Da wir auch andere ältere Eruptivgesteine kennen, welche, wenn auch in etwas jüngeren Perioden, ein derartiges Auftreten deutlich erkennen lassen, so könnte dieses Verhältniß auch für den Granit zugestanden werden. Es mag Fälle geben, in denen durch diese Deutung das Richtige getroffen wird.

§ 21. Oefters aber findet man, daß die Lager von Granit in der engsten Verwandtschaft stehen zu den Schichten von Gneiß, zwischen welchen sie liegen, so zwar, daß beide Gesteine die gleiche mineralische Zusammensetzung bis in alle Einzelheiten hinein besitzen und sich nur durch die Structur unterscheiden, indem Gneiße Gesteine mit mehr oder minder deutlicher Parallelstructur sind. Ferner ergiebt es sich, daß die Lager von Granit bisweilen so geringe Dimensionen haben, daß sie allseitig von Gneiß umschlossen sein müssen, daß also kein Zusammenhang der Granitmassen mit dem Eruptionsherde zu erkennen ist. Dann sind Granit und Gneiß bisweilen in kleineren Partien abwechselnd mit einander verbunden, so daß das Ganze nur eine Masse mit local verschiedener Structur ausmacht. Oder der Granit geht durch äußerst langsam und allmählig immer mehr sich einstellende parallele Lagerung der Glimmerblättchen und andere Eigenthümlichkeiten in Gneiß über, so daß sich zwischen beiden eine scharfe Grenze nicht ziehen läßt.

§ 22. Nach solchen Vorkommnissen sollte man meinen, derartige

Granite seien einfach als eine Structurvarietät zu den Gneißen zu rechnen; es wurde deshalb auch die Bezeichnung solcher Granite als „körnige Gneiße“ in Vorschlag gebracht. Aber eben diese Lagergranite durchsetzen nach den Beobachtungen von *C. W. v. Gümbel* und *Kalkowsky* bisweilen auch die Schichten und scheinen dadurch denn doch eine Eruptivität anzudeuten; andererseits sind aber die Verhältnisse der Entstehung der Gneiße in so tiefes Dunkel gehüllt, daß man sich ein entscheidendes Urtheil über die archäischen Lagergranite noch nicht erlauben darf. Von vielen Geologen werden die Lagergranite von den wirklich anogenen, eruptiven Graniten scharf getrennt gehalten. Die Gesteinsarten der Lagergranite schließen sich meist Gneißarten innigst an und sollen deshalb hier nicht weiter behandelt werden.

§ 23. Ganggranite. Eine andere Gruppe von Graniten bilden viele in Gängen auftretende Massen. Diese „Ganggranite“, unterschieden von „Granitgängen“ oder „Gängen von Granit“, erscheinen nur in den Schichten der archäischen Periode, sie sind bereits in den höheren Lagen, im Gebiet der Glimmerschiefer sehr selten, und in den noch jüngeren Ablagerungen sind sie nie beobachtet worden. Solche Gänge sind sehr verschieden mächtig, wenige Millimeter bis zu vielen Metern; sie treten bald einzeln, bald in größerer Zahl vergesellschaftet auf. Ihre Grenzflächen sind oft ganz eben und einander parallel, die Schichten in den verschiedensten Richtungen durchquerend; solche regelmäßigen Gänge stehen aber auch in Zusammenhang mit ganz unregelmäßig oder linsenförmig gestalteten Nestern. In vielen Fällen ist die Structur der Gänge eine sehr auffällige, indem sich in irgend einer Weise ein seitlicher Aufbau wie bei vielen Erzgängen zu erkennen giebt, und dagegen die richtungslos körnige Structur des typischen Granites verloren geht; stengelige Mineralindividuen stehen mehr oder minder senkrecht auf den Saalbändern, es zeigt sich symmetrisch lagenförmige Structur durch Wechsel in Structur, Korngröße oder Zusammensetzung; es erscheint zellige, drusige Structur, Cocardenstructur u. a. m. Aber stets stehen so absonderlich struirte Gänge in nächster Beziehung zu anderen, die ein regelrecht granitisches Gefüge aufweisen.

§ 24. Da solche Gänge stets eine beschränkte Ausdehnung besitzen und in ihrer Zusammensetzung fast stets eine Verwandtschaft mit ihrem Nebengestein zeigen, so wurde versucht, für dieselben hydrochemische Entstehung durch Auslaugung des Nebengesteins durch circulirende Wasser zu beanspruchen, doch wurde die Unmöglichkeit dieser allen bekannten Thatsachen der chemischen Geologie zuwiderlaufenden Erklärungsweise von *E. Kalkowsky* dargethan. Wegen des hypothetischen Characters aller genetischen Erklärungen der archäischen Gesteine ist eine abschließende Erklärung der Ganggranite zur Zeit noch nicht möglich. Es mag hier erwähnt werden, daß es in den vielerlei Gesteinen der archäischen Schichtensysteme auch vielerlei Gänge giebt, die eine andere mineralische Zusammensetzung haben, so daß sie nicht mit dem Granit in Beziehung gebracht werden können, denen aber wohl dieselbe Art der Entstehung zukommt, wie den Ganggraniten.

Gänge von Granit mit seitlich symmetrischer Structur kommen auch in Graniten selbst vor, deren anogene Natur nicht zu bezweifeln ist. Da ähnliche, wenn auch bei weitem kleinere Massen auch in den jüngsten Laven vorkommen, so müssen solche Gänge als durch Processe innerhalb des Magmas, bei oder kurz nach der Eruption entstanden, angesehen werden.

§ 25. Anogene Granite. Für die gewaltigen Massen der Stockgranite, die oft inselartig im Gebiete schiefriger Gesteine auftreten und für viele andere Granite ist der anogene, eruptive Ursprung unzweifelhaft, wenngleich gerade die Granite sich immer noch auffällig von anderen Eruptiven unterscheiden. So sind Glaseinschlüsse bis jetzt ein einziges Mal in einem echten Granite aufgefunden worden; der rothe turmalinführende Granit triasischen Alters am Südabhange des Monte Mulatto bei Predazzo in Südtirol enthält nach *Sigmund* in seinen obersten Partien in den Quarzen Glaseinschlüsse, die im Inneren der Körner, selten einzeln zumeist in Schwärmen von 5—15 Stück auftreten. Eine irgendwie geartete Basis ist dagegen noch nie in Graniten aufgefunden worden, sie erweisen sich stets als holokrystalline Gesteine.

§ 26. Für die eruptive Natur der hierher gehörigen Granite sind ferner beweisend die Verhältnisse am Contact mit anderen Gesteinen. Die durchgreifende Lagerungsform ist oft sehr deutlich zu erkennen; Bruchstücke des Nebengesteins, resp. der durchbrochenen Gesteine sind oft in großer Zahl und bedeutenden Dimensionen vorhanden; ja man vermuthet, daß in manchen großen Granitmassiven mehre Kilometer lange und breite Schollen schiefriger Gesteine „schwimmen". Der Granit selbst weist an den Grenzen seiner Ablagerungen endogene Contacterscheinungen auf. Dazu gehört das Auftreten accessorischer Gemengtheile an den Grenzen und in Apophysen. Namentlich stellt sich Turmalin unter solchen Umständen ein, dann Andalusit, Hornblende, Granat; ob hiermit eine Aenderung in der chemischen Zusammensetzung verbunden ist, bedarf noch weiterer Untersuchungen. Nahe an den Grenzen wird bisweilen das Korn des Granites kleiner, aber durchaus nicht immer; in Gängen, die sich von der Hauptmasse des Granites abzweigen, ist die Masse nicht selten äußerst feinkörnig bis dicht, zuweilen nimmt sie gleichzeitig porphyrische Structur an: dann gleicht das Gestein völlig einem Felsitporphyr, obwohl es geologisch mit dem Granit zu einer Einheit zusammengehört. Man pflegt diese Beziehung dadurch auszudrücken, daß man von einer Porphyrfacies des Granites spricht. Eines der vortrefflichsten Beispiele bietet der von *Lossen* beschriebene sog. Bodegang im Harz dar, der sich vom Granitmassiv des Ramberges abzweigt. In solchen porphyrischen Gesteinen will man amorphe Basis gesehen haben, auf jeden Fall aber werden die Granite durch diesen Uebergang in Porphyre dem Verständniß näher gebracht.

§ 27. Bisweilen sind große Granitmassen an ihren Rändern nicht feinkörniger, sondern im Gegentheil grobkörniger; so ist der Granit des sog. Stockwerkes bei Geyer im sächsischen Erzgebirge von dem „Stockscheider" umgeben, einer 0.25 bis 4 m mächtigen Hülle von einem sehr

grobkörnigen, riesengranitischen Gemenge der den gewöhnlichen Granit zusammensetzenden Mineralien; der Stockscheider geht allmählich in den gewöhnlichen mittelkörnigen Granit über, setzt aber scharf an dem durchbrochenen Glimmerschiefer ab. Am benachbarten Greifenstein fehlt der Stockscheider, aber die eingeschlossenen Schieferfragmente sind von grobkrystallinischen Rinden umgeben.

§ 28. Contactmetamorphismus hat der Granit in den meisten Fällen bewirkt, wo er thonschieferartige Gesteine oder Kalksteine durchbrochen hat; die Wirkungen erstrecken sich nicht selten bis auf bedeutende Entfernungen (zwei Kilometer); die specielleren Ursachen und Vorgänge sind jedoch noch unbekannt; es ist nicht unwahrscheinlich, daß der Granit durch lang anhaltende Erhitzung des Nebengesteines und ihn bei der Eruption vielleicht begleitende Dampf- und Gasemanationen den exogenen Contactmetamorphismus bewirkt hat.

9. Arten der Granite. § 29. Muscovitgranit. Granite, welche nur weißen Kaliglimmer neben Quarz und Feldspäthen führen, sind im Ganzen ziemlich selten; häufig sind solche Gemenge von recht grobem Korn, die einen Theil der Pegmatite bilden, wozu alle sehr grobkörnigen und meist in Gängen auftretenden Granite gerechnet werden. Es ist nun aber zu beachten, daß solche Pegmatite fast stets „Ganggranite" sind, also Massen, deren anogene Entstehung sehr zweifelhaft ist, die vielmehr durch mancherlei chemische und mechanische Processe unter uns unbekannten Verhältnissen gebildet worden sein mögen. Die Pegmatite besitzen eine große Neigung zur Bildung von Drusen und sind fast stets die Lagerstätten schön ausgebildeter und seltener Silicate. Die größte Anzahl der sonst wohl als accessorische Gemengtheile der Granite angeführten Mineralien ist bisher nur in solchen Pegmatitgängen gefunden worden.

§ 30. Aplit (Halbgranit) hat man feldspathreiche und an Glimmer sehr arme Granite benannt. Haplophyr heißen einige Granite der Alpen, z. B. die von Trafoi und von Ramüs (Engadin), die zwischen größeren Quarzen und Feldspäthen ein feinkörniges auch glimmerhaltiges Gemische dieser Gemengtheile enthalten, also ausgezeichnete Beispiele für die Mörtelstructur sind.

§ 31. Das Greisen benannte Gestein ist stets eine locale Modification von Graniten durch Verschwinden des Feldspathes; der lichte Glimmer des Greisen ist meist ein Lithioneisenglimmer, der mit Quarz das mittel- bis grobkörnige Gestein zusammensetzt. Durch Zurücktreten des Glimmers oder des Quarzes geht der Greisen in Quarzfels oder in Glimmerfels über, die in diesen Fällen also zum Granit gehören und als locale Modificationen desselben aufzufassen sind. Eigenthümlich ist die Verknüpfung des Greisen mit Zinnerzlagerstätten an allen Orten seines Vorkommens im sächsischen Erzgebirge, in Cornwall, auf der Insel Banka.

§ 32. Zweiglimmeriger Granit enthält stets Plagioklas neben Orthoklas; ersterer ist in größerer Menge als letzterer vorhanden, wenn die Granite sehr reich an Natron sind und deshalb von irischen und nordamerikanischen Geologen direct als Natron-Granite bezeichnet werden. Zweiglimmeriger Granit mit hellem Kaliglimmer und einem dunklen, meist magnesiareichen Glimmer ist in vielen, durch Farbe, Größe des Kornes, porphyrische Structur u. s. w. unterscheidbaren Varietäten weit verbreitet und bildet auch größere Massive, z. B. das des Ramberges im Harz. Zu den zweiglimmerigen Graniten gehören auch viele sog. Protogin-Granite der Alpen (vergl. Protogin-Gneiß).

§ 33. Biotitgranit (nach *Rosenbusch*' Vorgang jetzt öfters Granitit genannt, mit einer von der ursprünglichen *Rose's* abweichenden Definition dieses Namens) führt neben Quarz und Feldspäthen nur dunklen Magnesiaglimmer; in einigen Graniten kommt aber wohl statt des Biotites ein an Magnesia armer und an Eisen sehr reicher dunkler Glimmer vor, der sich nur durch chemische Untersuchung bestimmen läßt. Der Biotitgranit besitzt die größte Verbreitung unter allen Graniten und bildet viele gewaltige Massive, z. B. die des Riesengebirges, des

Brockens u. s. w. Es ist zu beachten, daß solche Granitmassive bisweilen auf bedeutende Entfernungen hin genau denselben Gesteinscharakter beibehalten, daß sich nirgends eine andere Varietät einstellt, feinkörnigere Schlieren etwa ausgenommen. Nicht selten ist in Biotitgraniten ein kleiner Gehalt an Hornblende; ist dieselbe in etwas reichlicherer Menge vorhanden, so kann man von einem Hornblende-Biotitgranit sprechen. Dazu gehört der durch seine leichte Zersetzbarkeit übel berüchtigte finnländische Rapakivi, d. h. Grus-Stein, der bisher wohl als besondere Granitabart angeführt wurde; er weist stets die Umwachsung des Orthoklases durch Plagioklas auf.

§ 34. Ist Hornblende allein oder nur mit sehr wenig dunklem Magnesiaglimmer vorhanden, dann heißt das Gestein Hornblendegranit, welcher schon dem Syenit nahe steht und wohl stets nur als locale Modification größerer Biotitgranit-Massen vorkommt. Auch der Augit tritt in Biotitgraniten auf, ja es kommt sogar zur Bildung von Augitgraniten, die neben Quarz und über Kalifeldspäthe vorherrschenden Plagioklas nur Augit, höchstens sehr wenig Hornblende und Biotit enthalten. In dem Gestein von Oberbruck in den Vogesen fand *Cohen* den nur in geringer Menge vorhandenen Quarz stets mit Feldspäthen schriftgranitisch verwachsen. Augit-Biotitgranite fand *Teall* in den Cheviot Hills, England. In schwedischen Graniten kommt nach *Törnebohm* bisweilen sogar Bronzit vor.

§ 35. Ganz sonderbare Gesteine beschreibt *Törnebohm* als Kalkgranit aus Schweden. Derselbe enthält an Stelle des Quarzes Kalkspath und etwas Dolomitspath, dazu röthliche Feldspäthe, dunklen Glimmer, Apatit und Zirkon und ist wohl überall eine locale Modification von Hornblende-Biotitgranit. Der Kalkspath ist nicht secundär, sondern nach der ganzen Art und Weise seines Auftretens (als Stellvertreter des Quarzes) ein primärer Gemengtheil. Wie oben erwähnt kommt Kalkspath in geringer Menge auch in vielen anderen schwedischen Graniten als primärer Gemengtheil vor.

§ 36. Außer den angeführten Graniten werden noch andere unterschieden, die sich durch besondere Structuren oder durch besondere, ziemlich reichlich vorhandene accessorische Gemengtheile auszeichnen, sonst aber zu den obigen Granitarten gehören. Die porphyrischen Granite enthalten kleinere oder größere, bisweilen recht große Feldspäthe als Einsprenglinge in einer ebenfalls noch feldspathhaltigen und auch sonst echt granitischen Grundmasse. Die Bezeichnung Krystall-Granit wird ziemlich in demselben Falle angewendet. Für drusige Granite ist der Name Miarolit verwendet worden.

§ 37. Turmalingranit enthält den schwarzen Turmalin fast stets, wie oben erwähnt, localisirt, gleichsam concretionsweise und gehört im Besonderen meist zu der Gruppe der Biotitgranite. Nur ausnahmsweise wird der Glimmer durch den Turmalin ganz verdrängt. Luxullian ist ein geologisch zum Granit gehöriges Gemenge von fleischrothem Orthoklas mit schwarzem Turmalin und wenig Quarz von Lostwithiel in Cornwall. Ein sphärulitischer Turmalingranit erscheint in Apophysen des Brockengranites am Sienberg im Harz.

§ 38. Zinngranit führt etwas Zinnstein als accessorischen Gemengtheil in sehr untergeordneter Menge und ist mehr geologisch als rein lithologisch als selbständige Art zu betrachten; sein Glimmer pflegt lithionhaltig zu sein. Es ist sehr merkwürdig, daß die meisten und größten Zinnerzlagerstätten der Erde in irgend welchem Zusammenhange mit Graniten stehen.

§ 39. Cordieritgranit, Pinitgranit, Magnetitgranit enthalten die sie charakterisirenden accessorischen Gemengtheile meist ziemlich gleichmäßig vertheilt in Form von Krystallen. Der Pinit ist ein secundäres Mineral, ob er immer aus Cordierit hervorgegangen ist, erscheint zweifelhaft. Die Vorkommnisse in Deutschland sind räumlich sehr beschränkt, Magnetitgranit findet sich im nördlichen Schweden. Der Beresit von Beresowsk im Ural enthält reichlich aus Eisenkies hervorgegangenes Brauneisenerz und ist mürbe, zersetzt und überdies glimmerarm.

§ 40. An die Granite schließt sich noch an der Granitporphyr, sofern derselbe einen sehr feinkörnigen Granit mit größeren porphyrischen Feldspäthen und Quarzen darstellt; der Granitporphyr bildet lithologisch ein Mittelglied zwischen Granit und Felsitporphyr, gehört aber geologisch bald zu dem einen, bald zu dem anderen. Granitporphyre ersterer Art scheinen meist zur Gruppe der Biotitgranite

zu gehören, mehre Vorkommnisse sind auch augithaltig; sie bilden stets nur geringe Massen, namentlich Gänge. Hierher gehört das von *W. v. Gümbel* Aschaffit genannte Gestein aus dem Spessart.

10. Tuffe. § 41. Trotzdem es eine große Menge anogener Granite giebt, die auch eine gewaltige Verbreitung überall auf der Erdoberfläche besitzen, die auch zum Theil erst gegen das Ende der paläozoischen Periode oder gar noch später erumpirten, kennt man bisher doch noch keine zum Granit gehörigen Tuffe; durchaus ganz hypothetisch sind die Vermuthungen einiger Autoren, welche in gewissen Gesteinen veränderte Granittuffe sehen wollen; Porphyroid, Hälleflinta, ein Keratophyr genanntes Gestein, werden zum Theil als solche Granittuffe angesehen, jedoch keineswegs allgemein anerkannt.

II. Familie der Felsitporphyre.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	81.05	11.49	—	2.28	0.40	0.40	2.56	2.07	0.93	
2.	76.92	12.89	1.15	—	0.98	0.68	0.68	4.27	1.97	
3.	76.52	12.10	1.96	—	0.22	0.85	2.94	2.62	2.74	Glv.
4.	75.16	12.43	3.63	—	—	Spur	1.62	6.24	1.37	
5.	73.68	9.23	2.08	—	0.81	3.50	1.48	0.76	8.07	
6.	72.33	9.02	6.34	1.06	—	1.92	5.83	1.46	1.83	
7.	72.24	13.63	—	3.05	0.66	0.95	2.95	5.24	1.05	Glv.
8.	71.97	12.47	3.68	—	0.26	Spur	1.17	8.52	0.95	Glv.
9.	69.11	11.13	5.18	0.62	0.05	1.77	0.31	9.81	0.67	
10.	59.43	15.25	4.36	1.43	2.63	3.58	3.59	5.30	1.41	

1. Felsitporphyr vom Falkenstein am Donnersberg in der Pfalz. **2.** Quarzporphyr mit lagenförmiger Textur von Dobritz bei Meißen in Sachsen. **3.** Pechsteinporphyr von Castelruth in Südtirol. **4.** Felsittuff aus dem Zeisigwalde bei Chemnitz in Sachsen. **5.** Felsitpechstein von Meißen. **6.** Elvan von Knockmahon, Grafschaft Waterford, Irland. **7.** Quarzporphyr von Schwärtz bei Halle a. S., mit MnO 0.13 und Spuren von $BaO, Li_2O, TiO_2, P_2O_5$. **8.** Felsitporphyr mit Sphäruliten vom Felsenkeller bei Ilmenau in Thüringen, mit Spuren von MnO und P_2O_5. **9.** Quarzporphyr vom Abtsberg bei Friedrichroda in Thüringen, mit TiO_2 0.26; P_2O_5 0.08; CO_2 1.21; S 0.02. **10.** Etwas verwitterter Glimmerfelsitporphyr vom Hochwald in den Vogesen, mit CO_2 1.50; P_2O_5 0.63.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Von den Gemengtheilen der zur Familie der Felsitporphyre gehörigen Gesteine sind zunächst die dem bloßen Auge erkennbaren Mineralien zu erwähnen, die in Gegensatz zu einer dieselben einhüllenden dichten Grundmasse treten. Der Quarz erscheint meist nicht in regellos gestalteten Körnern, nicht xenomorph, sondern er zeigt stets die Neigung als Krystall und zwar in Pyramidenform aufzutreten; die Flächen des Prismas sind nur selten vorhanden.

An vielen Quarzen sind aber alle Ecken und Kanten gerundet, so daß dieselben die Krystallform nur andeutungsweise erkennen lassen; zerbrochene und daher theilweise von Bruchflächen begrenzte Körner kommen auch vor. Die Substanz des Quarzes pflegt in der Regel sehr rein zu sein, indem Mikrolithen nur ausnahmsweise darin eingebettet gefunden werden und die Flüssigkeitseinschlüsse fast nie in der Menge vorkommen, wie in den Quarzen mancher Granite. Im Gegensatz zu letzterem Gestein beherbergen die Felsitporphyre sehr ausgezeichnete Glaseinschlüsse einzeln oder in geringer Anzahl. Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse kommen in demselben Gestein und in demselben Quarzkorn zusammen vor, doch fand *Kalkowsky*, daß sie dann im umgekehrten Verhältniß der Menge nach auftreten. Es giebt echte Felsitporphyre, die reichliche Flüssigkeitseinschlüsse, aber keine Glaseinschlüsse beherbergen, andere in denen das umgekehrte Verhältniß stattfindet. Ferner ist für die Quarze der Felsitporphyre recht charakteristisch das Hineinragen der Grundmasse in dieselben in zungen- und keulenförmigen Massen; ohne Grund sind solche und abgerundete Quarze als vom Magma corrodirt angesehen worden.

§ 3. Die weißen oder röthlichen Feldspäthe sind Orthoklas und ein wohl meistens dem Oligoklas nahestehender Plagioklas; basischere Plagioklase sowie Mikroklin sind noch nicht nachgewiesen worden. Manche Felsitporphyre sind an Natron viel reicher, als an Kali, wahrscheinlich enthalten sie in der Grundmasse mehr Plagioklas als Orthoklas. Die Feldspäthe, nur sehr selten mit deutlichen Glas- oder Flüssigkeitseinschlüssen versehen, erscheinen wie die Quarze in Krystallform; Zwillingsbildungen kommen vor, auch beim Orthoklas sind sie häufig. Beachtenswerth ist die wasserklare Beschaffenheit, welche namentlich die Orthoklase oft aufweisen, während andererseits auch ebenso getrübte Orthoklase und Plagioklase vorkommen, wie in den Graniten. Die Orthoklase umschließen bisweilen kleine Plagioklase in größerer Anzahl und zwar stets so, daß die krystallographischen Axen beider Feldspäthe, so weit es möglich ist, einander parallel sind. Sehr oft geht die Verwitterung der Feldspäthe vom Centrum aus vor sich, wozu wohl die primäre Structur derselben Anlaß gegeben haben mag.

§ 4. Von Glimmern erscheint ein dunkler, oft eisenreicher Biotit am häufigsten; er tritt in Gesellschaft von porphyrischen Quarzen und Feldspäthen oder auch allein und dann wohl in etwas reichlicherer Individuenzahl auf. Kaliglimmer als Einsprengling ist sehr selten, in einem Vorkommnisse in der Bretagne erreichen seine Tafeln fast 1 cm Durchmesser.

§ 5. Hornblende ist bisher nur in sehr wenigen Felsitporphyren nachgewiesen worden, häufiger ist der Pyroxen, der sonst die saueren Gesteine weniger zu lieben scheint. Neben gemeinem Augit erscheinen wahrscheinlich auch rhombische Pyroxene. Beachtenswerth ist es, daß die Gesteine mit glasiger Grundmasse gern auch einige Augite enthalten, wenn dieselben auch erst mikroskopisch wahrzunehmen sind.

§ 6. Die dichte Grundmasse der Felsitporphyre hat lange Zeit

einen Gegenstand des Streites unter den Lithologen gebildet, bis erkannt wurde, daß dieselbe sehr verschieden beschaffen sein kann. Sie ist stets vor dem Löthrohre ziemlich leicht schmelzbar, hat weißliche, gelbliche, graue, schwarze, meist aber rothe und braune Farben. Als mineralische Bestandtheile erkennt man unter dem Mikroskop zunächst alle auch als Einsprenglinge vorkommenden Mineralien, dazu noch Apatit, Zirkon, Anatas, Magnetit, Eisenglanz, Eisenkies, verschiedene Eisenhydroxyde, Viridit, Flußspath und andere Zersetzungsproducte, welche oft auch die Gesammtfarbe der Gesteine bedingen. Quarz und Feldspath (meist Orthoklas) herrschen vor; auch der Feldspath erscheint wie der Quarz in Körnern ohne vorherrschende Dimensionen. Heller und dunkler Glimmer betheiligen sich an der Zusammensetzung der Grundmasse in winzigen Schüppchen, Blättchen und vielleicht auch in Stäbchen verhältnißmäßig selten, während Eisenoxyde nur wenigen sehr hellen Grundmassen gänzlich fehlen.

§ 7. Die absolute Größe dieser Bestandtheile der Grundmasse ist eine sehr verschiedene; die Felsitporphyre schließen sich direct an die Granitporphyre an, in deren Grundmasse man die Bestandtheile kaum mit bloßem Auge unterscheiden kann. Felsitporphyrgrundmassen nun, die sich unter dem Mikroskop in deutlich mineralogisch bestimmbare Körner auflösen, nennen wir mikrophanerokrystallin; sinkt die Größe der Gemengtheile so weit hinab, daß namentlich Quarze und Feldspäthe durchaus nicht mehr auseinanderzuhalten sind, so nennt man die Grundmaße mikrokryptokrystallin: sie zeigt noch deutlichst eine höchst feinkörnige Aggregatpolarisation. Ziemlich oft zeigt es sich, daß kleine, etwas gröẞer körnige Schlieren einer vorherrschenden feinkörnigeren Masse eingelagert sind.

§ 8. Von den Gemengtheilen einer mikrophanerokrystallinen Grundmasse sind bisweilen Quarz und Feldspath schriftgranitisch mit einander verwachsen, indem sie dabei noch gern radial-stengelige Partien bilden. Eine solche, aber höchst feinkörnige oder stengelige Verwachsung liegt wohl auch in derjenigen Grundmasse vor, welche zwischen gekreuzten Nicols eine verhältnißmäßig gröber körnige Structur aufweist, als im zerstreuten Lichte; die einheitlich polarisirenden Flecken gehören dann wohl jedesmal je einem Feldspathindividuum an, das von sehr vielen allerwinzigsten Quarzen durchsetzt ist, welche letzteren, namentlich wenn das Gestein schon ein wenig zersetzt ist, selbst nicht mehr einzeln zu erkennen sind.

§ 9. Den Gegensatz zu der holokrystallinen Ausbildungsweise der Grundmasse bildet die amorph glasige; es liegt in derselben ein natürliches, amorphes, wasserhaltiges Glas vor, das z. Th. durch allerlei bestimmbare und unbestimmbare Mikrolithen, durch Trichite, Opacite und Belonite, z. Th. wohl auch durch Ausscheidung von „Felsit" entglast ist. Es ist beachtenswerth, daß eine gleichmäßigere Mischung von krystallinischen und amorphen Partikeln, wie sie in basischeren Gesteinen häufig ist, in den Felsitporphyren nur äußerst selten vorkommt. Wenn von einigen Autoren äußerst dünne Glashäutchen zwischen krystallini-

schen Körnern angeführt werden, so ist es nicht unzweifelhaft, ob hier nicht Täuschungen vorliegen, verursacht durch die Ueberlagerung der Partikelchen.

§ 10. Dagegen giebt es zwischen der holokrystallinen und der vorherrschend glasigen Ausbildung eine eigenthümliche Zwischenstufe in dem sog. Mikrofelsit; das ist nach *Zirkel* (und *Rosenbusch*) eine Masse, welche auf polarisirtes Licht keine Wirkung äußert, sich also wie eine amorphe Masse verhält, bei starker Vergrößerung aber doch eine Zusammensetzung aus allerwinzigsten, formal begrenzten Elementen erkennen läßt. Der Mikrofelsit geht offenbar über oder ist eingemischt in mikrokryptokrystalline Grundmasse, denn diese ist eben oft ein im Einzelnen unbestimmbares Gemisch winziger Blättchen, Körnchen, Fäserchen u. s. w., die bisweilen nur eine mehr oder minder schwache Einwirkung auf polarisirtes Licht äußern.

§ 11. Die mineralischen Gemengtheile der Grundmasse sind oft um einzelne Contra radial und concentrisch geordnet, so daß Sphärulite entstehen. Diese lassen sich im Anschluß an die von *Vogelsang* gegebene Classification eintheilen in 1. Globosphärite, welche aus winzigen, mineralogisch unbestimmbaren kugeligen Gebilden, sog. Globuliten bestehen; 2. Felsosphärite, die aus mineralogisch unbestimmbaren, aber wenigstens zum Theil krystallinen, sehr kleinen Elementen verschiedener Form zusammengefügt sind; 3. Belonosphärite, welche radialstrahlige Mineralaggregate darstellen und 4. Granosphärite, welche durch Zusammentritt krystallinischer Körner zu kugeligen Aggregaten entstehen.

3. Structur. § 12. Die zu der Familie der Felsitporphyre gehörigen Gesteine besitzen in weitaus den meisten Fällen eine porphyrische Structur. Fehlen Einsprenglinge gänzlich oder fast gänzlich, so bezeichnet man die Gesteine wohl als Felsitfels resp. als Felsitpechstein, dieses, wenn die Masse hyalin amorph ist. Im Allgemeinen enthalten die Felsitporphyre, Quarzporphyre, Pechsteinporphyre u. s. w. eine kleinere oder größere Anzahl von Einsprenglingen, die aber nur in seltenen Fällen bedeutendere Dimensionen (die Orthoklase bis zu mehren cm Länge und Breite) erreichen; ein Durchmesser von 1—5 mm ist für die porphyrischen Einsprenglinge das gewöhnliche Maß.

§ 13. Nach der Gruppirung der Gemengtheile gehören die Felsitporphyre zumeist zu den rein massigen Gesteinen, doch giebt es auch viele Vorkommnisse, in denen eine Parallelstructur nicht zu verkennen ist; die lagenförmige Textur der sog. Band-, Papier-Porphyre ist gewiß eine stark ausgeprägte Fluctuationsstructur, erzeugt eben durch die Bewegung des erumpirenden Magmas. Die einzelnen Lagen pflegen sich bei der mikroskopischen Untersuchung als weniger von einander verschieden zu erweisen, als es makroskopisch den Anschein hat. Die Mikrofluctuationsstructur läßt sich bei den meisten Vorkommnissen nachweisen.

§ 14. Die sphärulitische Structur ist makroskopisch bisweilen sehr ausgeprägt, indem die Sphärulite eine bedeutende Größe von einigen mm bis zu mehren cm erreichen und außerdem noch andere kugelförmige

Gebilde erscheinen, so namentlich Quarzaggregate, Chalcedonkugeln u. s. w., die in den meisten Fällen wohl secundären Ursprungs sind. Die größeren Kugeln haben meist eine sehr complicirte Structur aus Sphäruliten verschiedener Art, amorphen Massen, Mikrofelsit, Mineralkörnern u. s. w.

§ 15. Manche Felsitporphyre sind etwas porös, indem kleine Hohlräume durch das ganze Gestein gleichmäßig vertheilt sind; nicht selten werden die Poren von vielleicht zum Theil secundären kleinen Quarzkrystallen bekleidet: solche Gesteine haben dann auffällig rauhe Bruchflächen (Mühlsteinporphyre). Durch eine besondere Form der Hohlräume wird eine den Lithophysen ähnliche Structur bedingt (vergleiche auch Liparite wegen dieser und anderer Structurverhältnisse der Felsitporphyre).

4. Concretionen und Secretionen. § 16. Concretionen sind bei den Felsitporphyren bisher nur selten beobachtet worden; nur in den glasigen Pechsteinen erscheinen Kugeln, die vielleicht hierher gerechnet werden können, obwohl sie eigentlich nur sphärulitische Massen oder solche mit doppelt sphärischer Structur sind. Als Secretionen erscheinen namentlich alle leikieselige Bildungen, Chalcedon in Adern und Knauern, Bergkrystall- und Amethyst-Drusen u. s. w. Im Thüringer Walde erscheinen auf Gängen im Felsitporphyr Manganerze, deren Stoffe vielleicht aus dem Nebengestein stammen.

5. Lagerung und Absonderung. § 17. Die Felsitporphyre treten vorherrschend in Form von Lagern (Strömen?) auf, dann in Gängen, seltener in kleineren Stöcken und Kuppen. Die oberflächlich großen Massen sind meistens Decken in paläozoischen Formationen, namentlich im Carbon und im Rothliegenden, denen die meisten Felsitporphyre angehören. Solche Lager und Decken weisen oft eine mehr oder minder regelmäßige polyedrische Absonderung und Zerklüftung auf. Auch plattenförmige Absonderung parallel den Grenzflächen der Lager ist nicht selten; an Gängen und Stöcken kommt auch ausgezeichnete säulenförmige Absonderung vor, die Säulen sind lang, gerade oder gebogen und meist ziemlich dünn (etwa 20—30 cm Durchmesser). Fast in jedem größeren Porphyrterritorium kommen verschiedene Arten von Felsitporphyren vor, deren Altersverschiedenheit sich nicht nach der besonderen Zusammensetzung und Structur erkennen läßt, sondern nur durch Ueberlagerung oder durchgreifende Lagerung. Die Felsitporphyre gehören vorzugsweise der jüngeren paläozoischen Zeit an, doch sollen auf Elba noch Schichten des Eocäns von Gängen hierher gehöriger Gesteine durchbrochen werden.

6. Genetisches. § 18. Durch ihre Lagerung erweisen sich die Felsitporphyre als eruptive, anogene Gesteine viel augenscheinlicher als die Granite. Durch das Auftreten in Gängen, durch Einschlüsse von Bruchstücken des Nebengesteins, durch Glaseinschlüsse und fast ganz glasige Modificationen, durch ihre Verknüpfung mit Tuffen weisen sie ebenso auf ihren vulkanischen Ursprung hin, wie durch die Aehnlichkeit aller ihrer Verhältnisse mit denen der jüngeren Liparite.

§ 19. Endogene Contacterscheinungen sind bisher nur in geringem Maße beobachtet worden, es gehört dazu namentlich das Feiner-

werden des Kornes, das Wegbleiben der Einsprenglinge. Auch exogene Contacterscheinungen, Metamorphosen des Nebengesteins sind ganz ungleich mit dem Granit bei den Felsitporphyren nur in ganz vereinzelten Fällen beobachtet worden; vielleicht liegt die Schuld daran, daß die Felsitporphyre nicht in so gewaltigen Stöcken wie die Granite auftreten. Ein Beispiel liefern die einige hundert Fuß mächtigen Gänge in der Gegend von Elbingerode im Harz, welche devonischen dichten Kalkstein in kleinkörnigen weißen Marmor umgewandelt haben.

7. Zersetzung. § 20. Aehnlich wie Granite zerfallen auch manche Felsitporphyre bei der Verwitterung in Grus; gleichmäßige Zersetzung liefert sonst sandige Massen, oder Thone und ziemlich reine Kaoline, wenn das Gestein arm ist an Eisenoxyden, z. B. in der Gegend von Meißen in Sachsen und bei Rasephas bei Altenburg, Sachsen-Altenburg.

8. Arten der Felsitporphyre. §. 21. So sehr verschieden die Grundmasse der Felsitporphyre auch ausgebildet sein kann, so kommen diese verschiedenen Ausbildungsweisen doch durch einander und zugleich in demselben Gestein, ja in demselben Dünnschliff vor, so daß die Beschaffenheit der Grundmasse auf die Classification nur in dem Falle von Einfluß ist, daß sie der Hauptsache nach eine hyalin amorphe Masse darstellt. Es wurde schon oben darauf hingewiesen, daß hyaline Grundmasse sich nicht mit anders beschaffener mischt; man wird deshalb schon bei makroskopischer Untersuchung kaum je im Zweifel sein, ob ein Vorkommniß Pechstein zu nennen ist oder nicht.

§ 22. Felsitpechstein und Pechsteinporphyr (Vitrophyr, Retinit, Stigmit) besteht aus einem wasserhaltigen Glase von rother, grüner, brauner oder schwarzer Farbe mit mehr oder minder zahlreichen Einsprenglingen von Quarz, Feldspäthen und Augiten, letztere wohl nur unter dem Mikroskope deutlich erkennbar. Die glasige Grundmasse ist in den meisten Fällen durch Mikrolithe mannigfaltiger Art entglast, zeigt meist vortreffliche Mikrofluctuationsstructur und nicht selten ein Gemisch von Glasarten, die durch Farbe und Entglasung von einander verschieden sind und auf eine kleinschlierige Beschaffenheit des Magmas hinweisen. Seltener erscheint felsitische Masse als Entglasungsproduct; von Spalten aus erzeugt beginnende Zersetzung einer ursprünglich felsitischen Masse sehr ähnliche Gebilde. Die Sprünge im Glas haben bisweilen eine sphärische Form, umhüllen einander wie Zwiebelschalen und geben dem Gesteine eine perlitische Structur. Durch sonderbare Gruppirungen der Augitmikrolithen sind die Pechsteine der schottischen Insel Arran berühmt.

Der Pechstein setzt auf in Gängen (im Triebischthal bei Meißen) und in Lagern; bei Zwickau in Sachsen bildet er in sehr auffälliger Weise die Mitte mächtigerer Felsitporphyrlager im Rothliegenden. Auch bei Lugano in Oberitalien ist er eng mit Felsitporphyr verbunden und zeigt dort auch Einsprenglinge von oft in Serpentin umgewandeltem Olivin.

Der Pechthonstein *Naumann's* aus dem Triebischthale ist vielleicht ein gefritteter Felsittuff oder ein Uebergangglied zwischen Pechstein und Felsitporphyr.

§. 23. Im Osten von Leipzig erscheinen Pyroxenfelsitporphyre von grüngrauer bis schwarzer Farbe, die durch ihren Gehalt an Pyroxen, Plagioklas und Eisenerzen einen besonderen Charakter erhalten. Die dichte Grundmasse ist stets holokrystallin und meist mikrophanerokrystallin, Quarz, Feldspäthe und Pyroxene erscheinen als Einsprenglinge; unter dem Mikroskope sind noch Granat, Apatit, Magneteisen, Titaneisen, Eisenkies und Biotit wahrzunehmen. Letzterer ist oft von Eisenerzen stark imprägnirt und oft bildet er Umrandungen der Augite. Diese sind nach Form, Spaltbarkeit und optischen Eigenschaften deutlich monokline Augite, im Schliff grün und mehr oder minder dichroitisch. Durch Verwitterung gehen sie in eine faserische rhombische Masse über. Da in den Präparaten der dunkelsten Gesteine eine sehr große Anzahl der Augitdurchschnitte gerade auslöscht, so hat man die Anwesenheit eines rhombischen Pyroxens angenommen, der sich dann aber physi-

kalisch durch nichts als die Orientirung der optischen Elasticitätsaxen von den monoklinen Augiten unterscheiden würde. *Kalkowsky* fand, daß Glaseinschlüsse reichlicher vorhanden sind, wenn Augit und Plagioklas reichlich beigemengt sind; je mehr Quarz und Orthoklas aber, desto mehr Flüssigkeitseinschlüsse. Die Pyroxenfelsitporphyre stehen geognostisch in Zusammenhang mit Pyroxengranitporphyren und Graniten.

§ 24. Pinitporphyre enthalten porphyrisch außer Quarz, Feldspäthen und dunklem Glimmer auch noch sechs- oder zwölfseitige Säulchen von Pinit; es sind dies Pseudomorphosen vielleicht nach Cordierit oder nach Nephelin; sie finden sich in Gängen bei Baden-Baden, östlich vom Regen im bayerischen Wald und sonst.

25. Felsitporphyr (Quarz-, Feldspath-, Euritporphyr u. s. w.) begreift alle übrigen Varietäten in sich, die nur in geringerem Maße eine speciellere Eintheilung gestatten. Die Menge der Einsprenglinge kann nicht zur Eintheilung herbeigezogen werden, da sie überaus schwankend ist. Man kann den Quarzporphyr mit porphyrischem Quarz oder mit Quarz und Feldspäthen von dem Felsitporphyr (weniger gut Feldspathporphyr) ohne makroskopisch sichtbaren Quarz und von dem Glimmerfelsitporphyr unterscheiden, welcher vorherrschend durch Biotitkrystalle porphyrisch ist. Diese Unterscheidung nach der Mineralart der Einsprenglinge erweist sich, wenigstens öfters, als wünschenswerth und gerechtfertigt; denn wenn hiermit auch keine Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung verbunden zu sein braucht, so müssen doch die physikalischen Verhältnisse dieser Varietäten bei der Entstehung verschieden gewesen sein. Das sind aber Erscheinungen, welche wir beim Felsitporphyr ebenso wenig wie bei anderen anogenen Gesteinen zu erklären vermögen. Kugelporphyre (sphärulitische Porphyre, Pyroméride, Porphyre Napoléon) heißen Gesteine, die viel kleine und große Sphärulite und Kugeln anderer Art führen; sie finden sich auf Corsica, im Thüringer Walde, bei Wuenheim im Oberelsaß und sonst.

§ 26. Mikrogranite werden von einigen Forschern solche Felsitporphyre genannt, die ziemlich grob mikrophanerokrystallin sind und die auch eine solche mineralische Zusammensetzung haben, daß sie sich direct an Granite anschließen, mit denen sie überdies oft geologisch zusammenhängen. Hierher gehören auch die Turmalin führenden, Elvan genannten Gesteine aus Cornwall und diejenigen, welche französische Forscher „Granulite“ nennen.

9. Tuffe und klastische Gesteine. § 27. Zu den Felsitporphyren gehörige Felsittuffe finden sich namentlich im Rothliegenden überall in Deutschland und sonst, wo die weitverbreiteten Felsitporphyre sich einstellen. Die Tuffe lassen sich von den Porphyren bisweilen nur sehr schwer unterscheiden; auch mikroskopisch tritt die klastische Natur der Tuffe oft gar nicht hervor, indem die feinen Aschentheilchen durch hydrochemische Processe so mit einander, namentlich wohl auch durch äußerst feinkörnige Quarz- und Chalcedonmassen verkittet sind, daß die ganze Grundmasse einem mikrokryptokrystallinen Gemenge ähnelt. Characteristisch ist die bisweilen vorhandene Migrationsstructur, die sich in farblosen, körnigstruirten, schmalen Streifchen mit meist schwach gekrümmtem Verlaufe zu erkennen giebt. Fehlt dieselbe, sind auch keine kleinen Bruchstücke sichtbar, so wird ein Felsittuff mikroskopisch wohl kaum von einem etwas zersetzten Felsitporphyr zu unterscheiden sein.

§ 28. Auch die Form der porphyrischen Krystalle in den Tuffen, welche, wenn sie daran reich sind, wohl auch Krystalltuffe heißen, bietet nichts Characteristisches dar. Nach dem erdigen Habitus, nach der Lagerungsform in bisweilen wohl geschichteten Lagern, nach der mit den Schichten wechselnden Korngröße, bisweilen nach dem Fehlen einer regelmäßigen oder gar jeder Zerklüftung, nach dem Vorkommen von Fossilresten werden Felsittuffe von Felsitporphyren zu unterscheiden

sein. Dichte, der porphyrischen Krystalle fast ganz entbehrende Tuffe, deren ursprüngliche, fragmentare Elemente bereits eine starke Zersetzung erlitten haben, nennt man auch Thonstein. Stark silificirte Felsittuffe hat man wohl als Bandjaspis angesprochen, wenn sie, wie das 87,7 proc. SiO_2 enthaltende Gestein von Gnandstein und Wolftitz, Section Frohburg in Sachsen, aus abwechselnd sehr verschieden gefärbten, dünnen Schichten bestehen. Silificirte Tuffe finden sich local in anderen Tuffen sonst auch ohne solche lagenförmige Structur.

In den Tuffen kommen bisweilen auch größere vulkanische Auswürflinge, Bomben und Schlackenstücke vor; auf Klüften sind Steinmark und kieselige Mineralien ziemlich häufig. Den Tuffen als klastischen Gesteinen sind bisweilen auch Thonschiefermaterial und Sandkörner u. s. w. beigemengt, durch deren Zunahme sie dann in andere und zwar katogene Gesteine übergehen.

§ 29. Felsitporphyr-Breccien und Conglomerate bilden öfters den Uebergang zwischen Felsitporphyren und ihren Tuffen und anderen klastischen Gesteinen; durch Auflösung der Oberfläche einer Porphyrablagerung durch die Atmosphärilien kann letztere in klastische Gesteine übergehen; in Breccien kann das verkittende Cement ein Felsitporphyr oder selbst fragmentarer Natur sein; Porphyr-Conglomerate können aus Anhäufungen vulkanischer Projectile entstanden sein (vergl. auch Familie der Conglomerate).

III. Familie der Liparite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	78.87	11.62	1.12	—	0.46	0.54	3.94	3.11	1.00	Glv.
2.	74.05	12.97	2.73	—	0.28	0.12	3.88	5.11	0.22	Glv.
3.	73.70	12.27	2.31	—	0.29	0.65	4.25	4.73	1.22	
4.	72.87	12.05	1.75	—	1.10	1.30	6.13	Spur	3.00	Glv.
5.	71.12	14.58	1.69	—	0.15	1.50	3.26	6.01	0.95	Glv.
6.	68.33	10.94	3.74	5.41	0.16	1.36	7.09	4.08	—	
7.	67.47	13.37	1.78	—	Spur	3.03	2.87	1.38	9.50	

1. Quarztrachyt von der kleinen Rosenau im Siebengebirge. **2.** Liparit-Obsidian von Lipari, mit Cl 0.31. **3.** Liparit-Bimsstein vom Capo di Castagno auf Lipari, mit Cl 0.31. **4.** Liparit-Perlit aus dem Hliniker Thal bei Schemnitz in Ungarn. **5.** Liparit von der Chiaja di Luna auf der Insel Ponza, mit Spur von MnO. **6.** Pantellerit-Obsidian von der Insel Pantelleria, mit CuO 0.25. **7.** Liparit-Pechstein von Island.

2. Mineralische Zusammensetzung und Structur. § 2. Wenn auch die mineralische Zusammensetzung und Structur der zur Familie der Liparite gehörigen Gesteine in Vielem große Aehnlichkeit mit der der Felsitporphyre aufweist, so sind dennoch auch in ihrem Werthe nicht zu unterschätzende Verschiedenheiten vorhanden, welche es verbieten, beide Familien in eine zusammenzuziehen.

§ 3. In seiner äußeren Form gleicht der Quarz der Liparite gar sehr dem der Felsitporphyre, aber es ist hervorzuheben, daß Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzen der Liparite bisher nur ganz vereinzelt aufgefunden worden sind, während Glaseinschlüsse, oft in der Form ihres Wirthes, allgemein verbreitet sind. In manchen Lipariten ist der Quarz nur in winzigen, stets den Feldspäthen eingelagerten Kryställchen vorhanden, in sehr vielen fehlt er gänzlich, und es ist dann die Menge der Kieselsäure, welche die Analyse über die der sauersten Feldspäthe hinaus aufweist, in anderer Form vorhanden.

§ 4. Die heteromorphe Modification der Kieselsäure, der Tridymit, erscheint in den Lipariten sehr häufig sowohl in kleineren oder größeren Aggregaten, zum Theil auf Hohlräumen, als auch im Gesteinsgewebe selbst, in letzterer Weise allerdings seltener und nur schwer mit Sicherheit unterscheidbar. Auch in inniger Vergesellschaftung mit Quarz tritt der Tridymit auf. Nicht selten findet man auch opalartige, amorphe Kieselsäure auf Hohlräumen ausgeschieden, und es ist dabei bisweilen nicht unwahrscheinlich, daß dieselbe nicht ein nachträgliches Zersetzungsproduct ist, sondern bereits bei der Eruption des Gesteines oder bei seiner Verfestigung durch chemische Processe irgend welcher Art, also als ein Product primärer Zersetzung, ausgeschieden wurde.

§ 5. Ist der größere Theil des ganzen Gesteines eine amorphe Masse, so kann in ihr die überschüssige Kieselsäure enthalten sein; allein bisweilen concentrirt sich dieselbe auch auf kleine Reste einer amorphen Basis, die dann reich ist an Kieselsäure und in gleichsam individualisirten Partikeln, in Glaskörnern zwischen den anderen Gesteinsgemengtheilen vertheilt vorkommt. Nach *G. vom Rath* bestehen die Glaskörner im Liparit des Monte Amiata in Toscana aus $SiO_2$76.82; $Al_2O_3$14.01; CaO1.76; H_2O0.40 und Alkalien 7.01.

§ 6. Die Feldspäthe erscheinen in den Lipariten fast ausnahmslos in farblosen, wasserklaren Individuen, der Kalifeldspath mit dem Habitus des Sanidins. Es ergeben viele Analysen einen größeren Gehalt an Natron als an Kali, wie wir dies bei den Natron-Graniten gesehen haben. In den Lipariten scheint die Ausgleichung dadurch herbeigeführt zu werden, daß sehr natronreiche Sanidine und dem Albit nahe stehende Plagioklase vorkommen. Die Feldspäthe aller Art beherbergen Glaseinschlüsse, bisweilen aber auch sehr zahlreiche kleine Flüssigkeitseinschlüsse, daneben dann Einschlüsse der Grundmasse, und Mikrolithen verschiedener Art und dann Dampfporen, die in Feldspäthen häufiger sind, als in anderen krystallinen Gemengtheilen. Zonaler Aufbau, fragmentare Beschaffenheit und andere Eigenschaften kommen an den Feldspäthen der Liparite ebenso vor, wie an denen anderer jüngerer Eruptivgesteine. Eine schriftgranitische Verwachsung mit Quarz ist dagegen bisher nur einmal in einem isländischen Liparit beobachtet worden.

§ 7. Der geringe Gehalt an Eisenoxyden, welcher in den Lipariten vorkommt, ist entweder zur Bildung von Magnetit, Titaneisen oder Eisenglanz verwendet worden oder er steckt in den geringen Mengen von Magnesiaglimmer, Augit oder Hornblende, welche in vielen, wenn

auch nicht in allen Lipariten vorhanden sind. Biotit. ist wohl am häufigsten von diesen Mineralien vorhanden und zwar meist in der Form von Einsprenglingen. Augit kommt wohl häufiger vor als Hornblende, namentlich in glasigen oder glasreichen Gesteinen. Apatit ist nur selten deutlich wahrzunehmen.

§ 8. In den Gesteinen der Liparit-Familie herrschen weder die Einsprenglinge noch die deutlich ausgebildeten Mineralien der Grundmasse vor, sondern vielmehr fast stets die letztere, welche nach den einzelnen Gesteinsvorkommnissen eine ungemein große Verschiedenheit in Structur und Zusammensetzung aufweisen. Holokrystalline Ausbildung kommt bei den Lipariten nur höchst selten vor, fast stets enthält die Grundmasse amorphe oder undeutlich krystallitische Bestandtheile. Wasserfreies sowie wasserhaltiges Glas ist sehr häufig; selten nur entbehren diese Gläser der mikroskopischen Ausscheidungen, die sich meist wegen ihrer winzigen Dimensionen jeder mineralogischen Bestimmung entziehen, dagegen nach ihren Form- und Aggregationsverhältnissen vortrefflich studieren lassen. Auch kleinere und größere Hohlräume finden sich in den glasigen Massen, und *Rosenbusch* macht die Bemerkung, daß bei den glasigen Lipariten diejenigen Gläser, welche am reichsten an Luftporen sind, am ärmsten an mikroskopischen Krystallisationen zu sein pflegen. Die Gläser sind in dünnen Schliffen meist farblos, die dunklen Farben größerer Stücke werden zum Theil durch die Interpositionen bedingt; doch kommen auch intensiv gelblich-bräunlich gefärbte Gläser vor, zum Theil in schlieriger Mischung mit farblosen, wobei dann meist eine Mikrofluctuationsstructur vortrefflich ausgeprägt ist. Dicht um eisenhaltige Mineralien sind gefärbte Gläser bisweilen farblos, zum Zeichen, daß die Eisenoxyd-Molekeln aus der amorphen Masse in die Constitution jener Mineralien hineingezogen wurden.

§ 9. Manche sonst homogenen Partien, die nach dem Vorhandensein und der Anordnung der mikroskopischen Ausscheidungen sich als glasig zu erkennen geben, zeigen zwischen gekreuzten Nicols starke Reaction auf polarisirtes Licht, indem sie wie Körner-Aggregate oder wie Büschel von Krystalllamellen erscheinen oder auch eine Menge von kleinen Interferenzkreuzen sehen lassen, als wenn sie aus radialfaserigen Sphäruliten bestünden. Spannungen in den Gläsern müssen zur Erklärung dieser Erscheinungen dienen; da aber die mineralischen Hauptbestandtheile der Liparite, Quarz und Feldspäthe, farblose Mineralien sind, so fragt es sich bisweilen, ob farblose, das Licht doppelt brechende Partikeln wirklich diesen Mineralien angehören oder nicht. Die Entscheidung kann sich auf die Art der Einschlüsse stützen, manchmal aber auch kaum möglich sein.

§ 10. Mikrofelsit nimmt an der Zusammensetzung mancher Liparit-Grundmassen in bedeutender Menge Theil, bald rein, bald untermischt mit winzigen individualisirten Partikeln; ähnliche Gebilde, wie sie den Mikrofelsit bilden, dessen Prüfung auf optische Reaction stets nur an den dünnsten Stellen der Präparate bei starker Beleuchtung stattfinden sollte, setzen auch manche der in Lipariten sehr häufigen

Sphärulite verschiedenster Art zusammen. Axiolithe nannte *Zirkel* solche Gebilde, bei denen die Bestandtheile sich nicht um einen Punkt gruppiren, wie bei den Sphäruliten, sondern um eine gerade oder gekrümmte Linie; sie sind nicht besonders verbreitet.

§ 11. Individualisirte Partikeln sind in der Grundmasse der Liparite nicht selten; gehören doch dazu schon die Tridymite, die nur selten makroskopische Dimensionen erreichen. Es scheint, als ob die Feldspäthe in Grundmassen, welche vorherrschend aus individualisirten Mineralpartikeln bestehen, häufiger eine Leisten- und Stabform annehmen, auch die Sanidine, als dies in der Grundmasse der Felsitporphyre der Fall ist; winzige Plagioklase sind bisweilen deutlich an polysynthetischer Verzwillingung erkennbar, kleine Augite und Glimmerblättchen an Form und Farbe.

§ 12. Die Gesammtfarbe der Grundmasse ist in den meisten Fällen eine helle, rein weiß, röthlich, gelblich, grau, grün; seltener sind dunkle Farben, die namentlich bei glasigen Gesteinen vorkommen. Die röthlichen Farben werden zumeist durch Eisenhydroxyde erzeugt, an deren secundärer Natur oft ein gerechter Zweifel bestehen kann.

§ 13. Wie nun die Grundmassen der Liparite in den einzelnen Fällen im Besondern beschaffen sind, läßt sich allgemein gar nicht darstellen; es offenbart sich eine sehr große Mannigfaltigkeit in der Verbindung der verschiedenen Massen, welche an der Zusammensetzung der Grundmassen theilnehmen können, eine so große, daß fast kaum zwei Vorkommnisse einander völlig gleichen. Je nach der Betheiligung und Anordnung der glasigen Masse, des Mikrofelsites, der Sphärulite, der Mineralpartikeln hat man einige zwanzig Arten der Ausbildung allein bei den nicht glasigen Lipariten unterschieden; aber diese Unterschiede haben nur für das mikroskopische Detailstudium einen Werth, Beziehungen zwischen denselben und der chemischen Zusammensetzung oder dem geognostischen Vorkommen der Gesteine sind bisher noch nicht gefunden worden; es wird deshalb hier darauf verzichtet, Genaueres mitzutheilen (vergl. die Werke von *Rosenbusch* und *Zirkel*). Was ferner noch die makroskopische Structur der Liparite anbelangt, so ist dieselbe auf die Eintheilung und die Benennung der Gesteine von solchem Einfluß, daß sie erst im Abschnitt „Arten“ Erwähnung finden kann.

3. Lagerung. § 14. In Ungarn fand *F. von Richthofen* die verschiedenen Gesteine der Liparitfamilie an den Flanken und Abhängen der aus jungeruptiven Massen bestehenden Gebirge in solchen Lagerungsformen, daß er die ganze Familie als Rhyolith bezeichnete, welcher Name jetzt häufig als mit Liparit gleichbedeutend gebraucht wird. Liparite erscheinen seit dem Beginne des Tertiärs in Form von Strömen an erloschenen wie an thätigen Vulkanen, sie finden sich aber auch in Gängen und andererseits in gewaltigen Kegelbergen, in sog. homogenen Vulkanen: in letzterer Form erscheinen jedoch nur die nicht hyalinen Gesteine, während die hyalinen fast nur in Form von Strömen vorkommen. In den einzelnen Gebieten ihrer Verbreitung erscheinen stets die verschiedenen Arten der Liparite in enger Verbindung, oft durch

einander in einer und derselben geologischen Einheit; alle Arten der Gesteinsreihe stehen durch Uebergänge mit einander in Verbindung. Die Tuffe und vulkanischen Conglomerate erscheinen natürlich in Lagern oder mehr massenhaften Ablagerungen.

§ 15. Liparit findet sich in Deutschland nur an einem Punkte, an der kleinen Rosenau im Siebengebirge. Große Verbreitung besitzen die Liparite dagegen in Ungarn, auf den griechischen Inseln, in der Türkei, auf den Liparen, Ponza-Inseln, Sardinien, überhaupt im Südosten Europas. Weiter nach Westen zu kommen die Lipariten immer nur in einzelnen Massen mitten zwischen sehr basischen Eruptivgesteinen vor, so in Island und in Irland. Außerhalb Europas sind große Liparitgebiete namentlich in Mexico (Obsidiane) und unter dem 40. Parallel im Westen Nord-Amerikas nachgewiesen und untersucht worden. Die Liparite erscheinen oft als jüngste Eruptionsproducte erloschener Vulkane, bisweilen aber auch umgekehrt als älteste.

§ 16. Von den Formen der Absonderung ist besonders die säulenförmige zu erwähnen, Liparite bilden bisweilen ungemein dünne Säulen; an den glasigen Gesteinen pflegt eine besonders gesetzmäßige Absonderung im Großen nicht zu beobachten zu sein.

4. Zersetzung. § 17. Auch die Liparite können bei der Zersetzung durch die Atmosphärilien reine Kaoline bilden, wie an einigen Stellen in Ungarn. Sonst erscheinen als Zersetzungsproducte vorzüglich opal- und chalcedonartige Massen, vielleicht auch Quarz, bisweilen Epidot. Beachtenswerth sind die Zersetzungen, welche wohl unter dem Einflusse vulkanischer Dämpfe zu Stande gekommen sind, sie geben Anlaß zu großartigen Absätzen von Kieselsinter. Aus Lipariten gehen auch Alaunsteine hervor, wie sonst aus Trachyten.

5. Arten der Liparite. § 18. Eine Unterscheidung verschiedener Liparitarten nach ihrer mineralischen Zusammensetzung ist nur in beschränktem Maße möglich, weil die nicht individualisirte Substanz in vielen Vorkommnissen eine bedeutende Rolle spielt oder gar ganz vorherrscht. Die Arten, welche sich unterscheiden lassen, sind nicht alle gleich scharf von einander abgegrenzt, im Besonderen aber durch ihre Structur und die Beschaffenheit ihrer mineralischen Zusammensetzung bestimmt.

§ 19. Die Bezeichnung „Obsidian" wird allen saueren, ziemlich wasserfreien Gläsern der jüngeren anogenen Gesteinsreihe beigelegt; soll aber die Zugehörigkeit zu irgend einem bestimmten chemischen Typus ausgedrückt werden, so muß der Familienname hinzugesetzt werden. Jetzt ist Obsidian mehr eine Bezeichnung für ein Structurverhältniß als ein Name einer bestimmten Gesteinsart. Dem Aeußeren nach läßt es sich meist nicht entscheiden, ob ein Obsidian zum Liparit gehört oder nicht; geologische Verhältnisse oder mit Bestimmtheit die chemische Analyse können die Frage entscheiden.

Die Liparit-Obsidiane haben meist eine tiefschwarze Farbe, die durch mikroskopisch kleine Opacite und Trichite erzeugt wird; es finden sich jedoch auch hellere und namentlich graue und braune Farben. Nur wenige Obsidiane sind frei von Einsprenglingen, unter denen Feldspäthe wohl immer vorherrschen; Quarze sind ziemlich selten, Augite und Biotite häufiger als Hornblenden. Sind die Einsprenglinge in ziemlicher Menge vorhanden, so bezeichnet man das Gestein wohl als porphyrischen Obsidian, während eine größere Anzahl makroskopisch sichtbarer Sphärulite zur Bezeichnung sphärulitischer Obsidian Anlaß giebt.

§. 20. Der Liparit-Obsidian geht über in steinige Liparite und in Liparit-Bimsstein. In manchen Odsidianen sind allerwinzigste Dampfporen in ungeheurer Menge vorhanden; nehmen dieselben an Menge und Größe immer mehr und mehr

zu, so daß schließlich ein schaumig-poröses Gestein vorliegt, so heißt dieses Bimsstein; dieser ist also nichts anderes, als ein schaumig aufgeblähter Obsidian. Die mikroskopischen Ausscheidungen gleichen völlig denen im Obsidian, ebenso die Einsprenglinge. Der Liparit-Bimsstein pflegt eine langfaserige Structur zu besitzen im Gegensatz zu den viel basischeren Bimssteinen, welche eine mehr richtungslos poröse Structur aufweisen. Auf dem Querbruche langfaseriger Bimssteine kann man den glasigen Character der Masse oft deutlich erkennen. Die Menge und Größe der Dampfporen ist nach einzelnen Vorkommnissen verschieden, und es richtet sich darnach das scheinbare specifische Gewicht der bisweilen ungemein leichten Bimssteine, deren Pulver immer das Gewicht der Obsidiane hat. Die Bimssteine finden sich meist nur in größeren Stücken, nicht in großen zusammenhängenden Ablagerungen.

§. 21. Während die Obsidiane fast wasserfreie Gläser sind, sind die Pechsteine und Perlite wasserhaltige Gläser. Der Liparit-Pechstein scheint etwas seltener zu sein als der Trachyt-Pechstein, beiderlei Gesteine sind ebenso schwer wie die Obsidiane dieser Familien von einander zu trennen. Das Glas der Pechsteine ist meist gefärbt, enthält aber sonst dieselben Krystallisationen wie das der Obsidiane und die Einsprenglinge gleichen ebenfalls denen der wasserfreien Gläser.

§ 22. Eigenthümliche Gesteine sind die Liparit-Perlite. Perlite sind immer sehr sauere Gesteine, sie werden also wohl in den meisten Fällen zu der Liparit-Familie gehören. Es sind meist hell gefärbte Glas oder Email ähnliche Massen, die so von einem Netzwerk kugeliger, sich wie Zwiebelschalen umhüllender Sprünge durchsetzt sind, daß das Gestein aus lauter kleinen Kügelchen von etwa 1—3 mm Durchmesser zu bestehen scheint. Die Kügelchen besitzen aber keine ihnen eigenthümliche Mikrostructur, es erweisen sich vielmehr die perlitischen Sprünge unter dem Mikroskope als völlig unabhängig von dem Vorhandensein und der Anordnung von Krystallen und Mikrolithen verschiedenster Art; so ist auch die Mikrofluctuationsstructur völlig unabhängig von dem Verlauf der Sprünge. Hieraus ergiebt es sich, daß die Perlitstructur sich später herausgebildet hat, als alle Krystallisationen; sie ist verursacht worden durch die Contraction des Gesteines beim Abkühlen; die hierbei eingetretenen Spannungen in der glasigen Masse geben sich bisweilen, namentlich an isolirten Kügelchen, durch optische Reaction wie das Auftreten der Interferenzkreuze nach Art der Sphärulite zu erkennen. Solche centrale Glaskerne aus Perliten sind auch die aus der Gegend von Ochotzk kommenden, Marekanit genannten Glaskugeln, von denen manche unter einem Hammerschlage zu Staub decrepitiren.

§ 23. Diesen mehr oder minder glasigen Modificationen der Liparite stehen nun, mit ihnen durch Uebergänge verknüpft, die steinigen Arten gegenüber, die κατ᾽ἐξοχήν den Namen Liparit führen. Gleichbedeutend sind die Bezeichnungen Rhyolith und Quarztrachyt. Die steinigen Liparite entsprechen in ihrer Ausbildungsweise im Ganzen den Felsitporphyren. Den holokrystallinen Graniten kommen nur äußerst wenige Vorkommnisse, z. B. von Neu-Seeland, nahe; man unterscheidet sie als Nevadite, rechnet aber dazu wohl auch diejenigen Liparite, deren Grundmasse zwar sehr feinkörnig, aber doch vorherrschend krystallin ist. Solche Gesteine sind immerhin selten; sie sind bekannt aus der Sierra Nevada in Nord-Amerika, ferner von einigen Punkten der europäischen Türkei.

§ 24. In der großen Masse der Liparite lassen sich nur wenig characteristische Unterschiede auffinden, welche Unterarten bedingen könnten. So hat man Lithoidit solche Liparite genannt, welche eine helle, porcellanartige Grundmasse besitzen, die unter dem Mikroskope meist auch großen Reichthum an echtem Mikrofelsit aufweist. Sphärulitfels heißt eine Modification, welche fast ganz aus mehre mm Durchmesser haltenden Sphäruliten und ziemlich zahlreichen Einsprenglingen besteht; er bildet ein Extrem der Ausbildung der sphärulitischen Liparite.

§ 25. Der größere Theil der Liparitvorkommnisse ist durch Einsprenglinge von Quarz, Feldspäthen oder dunklem Glimmer porphyrisch, doch finden sich so viel Zwischenstufen zwischen porphyrischen und ganz homogen dichten Massen, daß man jetzt dieselben nicht mehr auseinander zu halten pflegt. Alle diese Abarten können bisweilen etwas porös sein, bisweilen sogar stark porös; solche Gesteine führen wohl auch den Namen Mühlsteinporphyr. Eine besondere Form der Hohlräume stellen die sog. Lithophysen (Steinblasen) dar, indem dieselben größere, durch mehre uhrglasförmige Zwischenwände gekammerte kugel- oder eiförmige Blasen

sind; entstanden mögen sie theils durch successive Auftreibungen des Gesteinsmagmas durch Dämpfe sein, theils durch partielle Verwitterung; sie wurden zuerst aus Perliten erwähnt, finden sich aber auch in steinigen Lipariten, und man hat sie dann später auch in den älteren Felsitporphyren wieder gefunden. Von Structurverhältnissen ist besonders noch zu erwähnen, daß manche Liparite eine ausgezeichnete Parallelstructur aufweisen, indem sie fast schiefrig werden; schlierige Mischung und Fluctuation sind wohl die Ursachen dieser Structur.

§ 26. Pantellerit nennt *Förstner* die bald glasig als Pantellerit-Obsidian, bald steinig als grüne Liparite ausgebildeten Gesteine der Insel Pantelleria im mittelländischen Meere, die ausgezeichnet sind durch ihren Gehalt an äußerst fein lamellirten Plagioklasen von dem Albit nahestehender Zusammensetzung und durch ihren Gehalt an Cossyrit, einem triklinen, Amphibol ähnlichen Mineral von schwarzer Farbe, das nur in den dünnsten Individuen dunkelbraun durchscheinend ist. Der Cossyrit findet sich in Einsprenglingen von höchstens 1,5 mm Länge.

§ 27. Liparit-Auswürflinge, -Lapilli, -Sande und -Aschen stehen als lockere Ausbildungsweisen mit den massigen Lipariten der chemischen wie mineralischen Zusammensetzung nach in engem Verbande. Die von den Inseln Lipari und Vulcano untersuchten Lapilli und Sande sind nach *Penck* reich an porösen Glassplittern und Glasfäden; daneben finden sich Krystalle und Krystallsplitter von Feldspäthen mit zahlreichen Glaseinschlüssen und von Augiten, beide Mineralien bisweilen von dünnen Glashäutchen umkleidet. Auf der Insel Vulcano fiel am 7. 9. 1873 eine Asche, welche, abgesehen von wenig in Wasser löslichen Sulfaten und Chloriden von Alkalien und Erden und freiem Schwefel, fast nur aus Kieselsäure bestand; die Masse ist wohl durch Einwirkung vulkanischer Dämpfe auf Liparit-Magma oder älteres Liparit-Material entstanden.

§ 28. Liparit-Tuffe zeigen die Zusammensetzung aus Splittern und Krystallen recht deutlich; in ihren sonstigen Eigenschaften stehen sie den Trachyt-Tuffen sehr nahe. In Glasfragmenten nordamerikanischer Liparit-Tuffe fand *Zirkel* Flüssigkeitseinschlüsse direct im amorphen Glase eingebettet. Liparit-Breccien und -Conglomerate giebt es auch.

6. Genetisches. § 29. Durch die Lagerungsformen und das Vorkommen an thätigen und erloschenen Vulkanen erweisen sich die Liparite als echt anogene Massengesteine; das Magma scheint ziemlich stark durchwässert zu sein, worauf die wasserhaltigen Pechsteine, die Flüssigkeitseinschlüsse und die porösen Varietäten hinweisen. Die wasserfreien Obsidiane erscheinen oft an den oberen Flanken der Vulkane, und man hat deshalb die Vermuthung ausgesprochen, daß das Magma derselben längere Zeit in den oberen Theilen des Eruptionscanales stagnirt und dabei allmählich sein Wasser verloren habe. Die Bimssteine müssen wir als durch vulkanische Dämpfe primär aufgeblähtes Magma deuten, obgleich der feste Obsidian sich beim Glühen in größeren Stücken bisweilen auch schaumig aufbläht. Als exogene Contactwirkungen von Liparitgängen sind vielleicht bisweilen Pechsteinsaalbänder aufzufassen, indem dieselben eingeschmolzene Tuffe und Breccien darstellen, so nach *Dölter* auf der Insel Ponza.

IV. Familie der Syenite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	59.83	16.85	—	7.01	2.61	4.43	2.44	6.57	1.29
2.	56.23	23.15	0.17	6.21	0.40	2.39	3.84	5.33	1.06
3.	55.43	12.94	14.94	—	2.41	6.41	3.11	3.20	2.61
4.	49.40	16.77	12.71	—	4.49	9.25	2.77	2.57	1.93

1. Hornblendesyenit aus dem Plauenschen Grunde bei Dresden, mit Spur TiO_2. **2.** Foyait von der Sierra de Monchique, Portugal, mit TiO_2 0.27; P_2O_5 0.13; Cl 0.07; SO_3 0.09. **3.** Hornblendesyenit von Großsachsen im Odenwald. **4.** Augitsyenit von Canzacoli bei Predazzo in Südtirol.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Von den Hauptgemengtheilen der Syenite haben die Feldspäthe im Allgemeinen denselben Habitus wie in den Graniten; es erscheinen röthliche oder weiße Orthoklase, Mikroklin, Orthoklase, die sehr reich sind an Natron, und dann Kalknatronfeldspäthe, welche manchmal auch kalihaltig sind. Es wird mehrfach hervorgehoben, daß öfters in Syeniten die Plagioklase eine sehr feine Zwillingsstreifung aufweisen. In den normalen Gesteinen stehen aber die Plagioklase an Menge hinter den Kalifeldspäthen zurück, durch deren Vorherrschen Uebergänge in Diorite bedingt werden.

§ 3. In einigen Syenitarten findet sich neben Feldspäthen, ja diese an Menge bisweilen übertreffend, Nephelin. Man hat früher diesen Nephelin wegen seines Fettglanzes und seiner rothen oder grünen Farben als eine besondere Varietät, als Eläolith, bezeichnet und darnach auch die ihn führenden Gesteine Eläolithsyenit benannt. Die dunkeln Farben des Nephelins werden durch Interpositionen von Eisenglanzblättchen, Eisenhydroxyden, Amphibol- und Augitnädelchen und anderen dunkeln Kryställchen erzeugt, die vielleicht noch im Vereine mit der beginnenden Zersetzung auch den Fettglanz hervorrufen.

In Schwärmen und Flächen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse und Dampfporen sind häufig. Bei der Zersetzung entstehen aus dem Nephelin Zeolithe und zwar wohl meist Natrolith, dann aber finden sich auch kleine Partikeln von Kalkspath ein.

§ 4. An den Nephelin schließen sich zwei nur in dessen Gesellschaft vorkommende ihm verwandte Mineralien an, der Sodalith und der Cancrinit. Der Sodalith erscheint in farblosen oder blauen Körnern zwischen den anderen Gemengtheilen, bisweilen auch in mikroskopisch kleinen Krystallen; Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen sind fast stets in großer Menge vorhanden, die Spaltbarkeit nicht selten vortrefflich zu beobachten. Der Cancrinit ist ganz frisch farblos, wird aber durch beginnende Verwitterung blaßröthlich und ist meist in Säulenform oder stengeligen Partien ausgebildet. Unter dem Mikroskope weist er auch Einschlüsse von verschiedenen Mineralien und von Flüssigkeit auf und läßt die Spaltbarkeit nach den Flächen der hexagonalen Säule gut erkennen. Er ist jedenfalls ein primärer Gemengtheil, nicht etwa erst aus Nephelin entstanden.

§ 5. Der dunkle Biotit erscheint in Syeniten mit ganz denselben Charakteren wie im Granit in schwarzen Blättchen ohne selbständige Form in der Säulenzone, in dünnsten Blättchen mit brauner Farbe durchscheinend; eine grünliche Färbung deutet stets auf eine bereits eingetretene Zersetzung hin.

§ 6. Die Hornblende der Syenite ist in Dünnschliffen fast stets mit mehr oder minder dunkelgrüner Farbe durchsichtig, braune Horn-

blenden erscheinen nur selten. Zwischen den Feldspäthen liegend sind die makroskopisch schwarzen Hornblenden fast nie mit eigener Formausbildung versehen; auch Zwillingsbildungen kommen nur selten vor. Der Augit dagegen zeigt fast stets das Bestreben in Krystallen zu erscheinen; er ist makroskopisch in den Syeniten nur mit Mühe von Hornblende zu unterscheiden; unter dem Mikroskope zeichnet er sich durch sehr hell grüne Färbung, bisweilen durch zonalen Aufbau aus. Nicht selten ändert sich der Augit in Uralit um, der von primärer Hornblende nur nach der Form der Paramorphosen oder nach erhaltenen Resten von Augit zu unterscheiden ist. Ueberhaupt unterliegt der Augit sehr leicht der Zersetzung, es bilden sich Viridit, Epidot und Kalkspath. Diese Mineralien gehen auch aus der Zersetzung der Hornblende und der Feldspäthe hervor, und es ist namentlich der Epidot ein sehr häufiger secundärer Gemengtheil aller Syenite. Dagegen scheint der Kalkspath bisweilen ein primärer Gemengtheil zu sein, ähnlich wie in den kalkspathhaltigen Graniten.

§ 7. In an Alkalien reichen Syeniten treten neben der gewöhnlichen Hornblende und dem hellen Augite auch noch alkalihaltige Verwandte derselben auf, namentlich Aegirin, Akmit und Arfvedsonit; sie erscheinen allein oder neben den anderen Amphibolen und Pyroxenen.

§ 8. Ein sehr charakteristischer accessorischer Gemengtheil fast aller Syenite ist der Titanit, der in dunkelbraunen bis schwarzen Körnern, Krystallen und Zwillingen schon mit bloßem Auge sehr leicht erkannt werden kann; unter dem Mikroskope erweist er sich mit gelblich brauner Farbe durchsichtig und meist sehr arm an Einschlüssen; auch seiner guten Form nach scheint er einer der zuerst ausgeschiedenen Gemengtheile zu sein, wie dies auch von dem oft in mikroskopisch großen, dicken Krystallen erscheinenden Apatit gilt. Magnetit, Titaneisen und Eisenkies sind weniger beständige Gemengtheile aller Syenite; der erstere ist bisweilen so reichlich vorhanden, daß er Anlaß zur Erzgewinnung giebt, wo er durch Atmosphärilien aus dem Gestein ausgewaschen wird, wie in dem gewaltigen Syenitstock des Vitosch bei Sofia in Bulgarien.

§ 9. Der Quarz findet sich in wenigen kleinen Körnern mit Flüssigkeitseinschlüssen wohl in den meisten Syeniten; ein reichlicheres Auftreten bewirkt einen Uebergang in Amphibolgranit: ob man ein solches intermediäres Vorkommniß zum Syenit oder zum Granit rechnen soll, hängt ganz von den geognostischen Verhältnissen ab, z. B. von dem Charakter benachbarter ähnlicher Vorkommnisse.

3. Structur. § 10. Alle Syenite sind holokrystallinische Gesteine von körniger Structur; meist ist die Structur richtungslos; doch kann sich namentlich an den Rändern größerer Ablagerungen ein gewisser Grad von Parallelstructur einstellen. Was die Korngröße anbetrifft, so scheint es bei Syeniten nie zur Entwickelung einer so grobkörnigen Structur zu kommen, wie bei den Pegmatiten, obwohl es auch Massen von Syenit-Zusammensetzung giebt, die in ähnlicher Weise wie die „Ganggranite“ auftreten. Mittel- bis feinkörnige Syenite sind am häufigsten, porphyrisch durch Einsprenglinge von Feldspäthen oder Hornblenden

werden sie nur selten. Die feinkörnigen Syenite gehen selbst in ganz gleichmäßig dichte Massen von derselben mineralischen Zusammensetzung über, die später als zur Familie der Syenitporphyre gehörig, beschrieben werden: sie bilden also wieder eine „Facies" des Syenites, zu dem sie in demselben Verhältniß stehen, wie gewisse Felsitporphyre zu Graniten.

§ 11. Das gleichmäßige Mineralgemisch der Syenite wird bisweilen durch Concretionen unterbrochen; dahin gehören die Anhäufungen von Orthoklas, die um ein kleines Orthitkorn radial angeordnet sind; der Sodalith bildet auch locale Partien, namentlich auch kleine, gangartige Schnüre; ferner tritt Magnetit stellenweise angehäuft auf.

4. Lagerung. § 12. Die Syenite schließen sich zum Theil so eng an die anogenen Granite an, daß man sie nur für eine locale Modification des Granites ausgeben möchte, für eine etwas basischere Schliere im Granitmagma; sie bilden dann einen Theil der geognostischen Einheit einer Granitablagerung, so z. B. im Fichtelgebirge. Andere Syenite dagegen erscheinen selbständig, d. h. ohne erweisbaren Zusammenhang mit Graniten; sie weisen aber auch dann dieselben Lagerungsformen auf wie die Granite, sie bilden Stöcke, Gänge, Decken, Massive. Eine so enge geognostische Verbindung wie die Lagergranite mit den krystallinischen Schiefern eingehen, scheint bei den Syeniten nicht vorzukommen; sie sind wohl immer jünger als die Gneißformation und ihre Eruptionszeit reicht hinauf bis in die Perioden des Culm und der Trias; zu den triassischen Syeniten gehören die ausgezeichneten Vorkommnisse in Südtirol.

5. Arten der Syenite. § 13. Die Syenite sind ihrer mineralischen Zusammensetzung nach eine äußerst wechselreiche Gruppe von Gesteinen; es giebt einerseits eine große Menge verschiedener Syenitarten, andererseits sind aber dieselben auch in den meisten Fällen durcheinander gemengt in einem und demselben geognostischen Ganzen, oder verschiedene Vorkommnisse unter denselben sonstigen Bedingungen, z. B. Gänge in demselben Gebiete, haben jedesmal eine andere Zusammensetzung. So besitzen einige von den Syenitarten, die man nach rein lithologischen Principien unterscheiden kann, gar keine geologische Selbständigkeit in weiterem Sinne.

§ 14. Hornblendesyenit ist das Gestein, welches sonst auch einfach Syenit genannt wird. Hornblende und Orthoklas mit ein wenig Titanit, Magneteisen und Apatit sind die herrschenden Gemengtheile, obwohl es kaum Vorkommnisse giebt, denen Quarz und Plagioklas gänzlich fehlt; namentlich der letztere darf wohl mit zu den Hauptgemengtheilen gerechnet werden. Auch dunkler Glimmer und Augit sind manchen Varietäten beigemischt, sie können aber auch gänzlich fehlen. Hornblendesyenite sind es namentlich, die in Verbindung mit Graniten, von diesen gleichsam abhängig, auftreten; darnach bestimmt sich auch die Verbreitung dieser Art.

§ 15. Glimmersyenite kommen meist nur in vereinzelten Gängen im Gebiete der archäischen und paläozoischen Schichten vor, so im sächsischen Erzgebirge, im Fichtelgebirge, Schwarzwald, Odenwald; diejenigen Gesteine, welche am typischsten von Hornblende und Augit ganz frei sind, stehen in geognostischem Zusammenhang mit den porphyrischen und dichten Varietäten, welche zum Theil den Namen Minette tragen, und weisen unter dem Mikroskope ähnliche Verhältnisse auf wie letztere, die bei der nächsten Familie besprochen wird. Eine Grenze zwischen Glimmersyenit und Minette festzustellen, hält ungemein schwer, da in feinkörnigen Gesteinen die Orthoklase zu einer homogenen Grundmasse zu verfließen scheinen. Der dunkle Glimmer hat den Feldspäthen gegenüber fast immer den Charakter eines Einsprenglings, er ist oft mit etwas Augit vergesellschaftet, auch Quarz fehlt kaum jemals gänzlich.

§ 16. Augitsyenit erscheint auch als selbständiges Gestein in größeren

Massen, so in Südtirol und im südlichen Norwegen; auch in einzelnen Gängen findet er sich. In Südtirol durchbricht Augitsyenit triasische Schichten bei Predazzo und am Monzoni; nach letzterem Vorkommnisse erhielt er auch den Namen Monzonit. Dort variiren jedoch die Gesteine vielfach, indem Hornblende und Glimmer an Stelle des Augites erscheinen, oder basischere Feldspäthe die Ueberhand über den Orthoklas gewinnen, so daß das Gestein sich dem Diabas nähert. Man läßt daher dem Namen Monzonit besser seine locale Bedeutung und kann dann auch z. B. von Hornblende-Monzonit sprechen. In diesen Gesteinen kommt bisweilen auch etwas Olivin vor neben reichlichem Orthoklas; dasselbe findet man bei den südnorwegischen feldspathreichen Augitsyeniten, die mit einer Art Mörtelstructur versehen noch durch ihren Gehalt an Diallag mit zahlreichen Interpositionen, an Aegirin und Arfvedsonit und anderen accessorischen Gemengtheilen sich auszeichnen. Nach dem nicht seltenen Vorkommen von makroskopischen Zirkonkrystallen wurden diese Augitsyenite früher mit zum Zirkonsyenit gerechnet, der auch die nephelinhaltigen Glieder dieser Gesteinsreihe umfaßt.

§ 17. Zum Nephelinsyenit gehört eine Reihe von ihrer Zusammensetzung nach sehr verschiedenen Gesteinen, für die nur das gleichzeitige Auftreten von Orthoklas und Nephelin (Eläolith) characteristisch ist. Neben diesen beiden Gemengtheilen enthalten die Nephelinsyenite Hornblende, Glimmer oder Augit, letzterer scheint am häufigsten zu sein; diese eisenhaltigen Gemengtheile kommen bald einzeln, bald mehre zugleich vor, bald mit einiger Constanz, bald sehr schnell wechselnd. So nannte *G. Rose* das nur dunklen Glimmer führende grob- bis feinkörnige Gestein von Miask im Ilmengebirge Miascit; dasselbe enthält bisweilen ziemlich viel blauen Sodalith und nähert sich dadurch dem Ditroit von Ditró im östlichen Siebenbürgen, der Hornblende und Biotit aber keinen Augit enthält und ausgezeichnet ist durch das fast beständige Auftreten von Cancrinit und blauem Sodalith; der Gehalt an Plagioklas und Mikroklin wechselt oft und stark, wie auch die Korngröße des Gesteines. Vorherrschend Augit, seltener wenig Hornblende und Glimmer enthält der in der Sierra de Monchique in Süd-Portugal die Berge Foya und Picota bildende Foyait, der noch die Schichten des Culms durchbrochen und metamorphosirt hat. Auch dieser Nephelinsyenit wechselt oft in der Korngröße und erscheint auch in dichten und porphyrischen Abänderungen, ebenso wechselt das relative Mengenverhältniß der Hauptgemengtheile, zu denen sich noch Magnetit, Apatit, Sodalith, Titanit, Titaneisen und Aegirin in geringer Menge gesellen.

§ 18. Im südlichen Norwegen gehen auf einer schmalen Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundsfjord die Augitsyenite schnell über in Augit-Nephelinsyenite, die einen Theil der früher als Zirkonsyenit bezeichneten Gesteine umfassen. Natronreicher Orthoklas, Mikroklin, braunrother Elaeolith, Sodalith, Biotit, Diallag, etwas Olivin, Apatit, Magnetit setzen diese Gesteine zusammen, welche berühmt sind durch die außerordentlich große Menge seltener und seltene Elemente enthaltender Mineralien, die auf grobkörnigeren Gängen sowohl im nephelinhaltigen wie im nephelinfreien Gesteine in der Nähe des Contactes gegen das Silur erscheinen; diese grobkörnigen Massen entsprechen den Pegmatitgängen im Granit (siehe § 24 S. 65).

Außer an den angeführten Punkten sind nur wenige andere Vorkommnisse von Nephelinsyeniten bekannt, so in Grönland (Eudialyt führend), Nord-Amerika, auf den Capverden; daß Nephelin sich als accessorischer Gemengtheil local in anderen Syenitvorkommnissen einstelle, scheint nie der Fall zu sein.

§ 19. Ein sonderbares Gestein, welches vielleicht seinem Alter nach hierher gehört, fand *Törnebohm* am Siksjöberg beim Kirchdorf Särna im nördlichen Dalarne in Schweden; es ist ein Cancrinit-Aegirinsyenit mit öfterem Gehalt an Plagioklas, Mikroklin und an Nephelin in grobkörniger, porphyrischer und feinkörniger Ausbildung; dichte und feinkörnige Varietäten sind früher als Phonolith von Elfdalen beschrieben worden.

6. Genetisches. § 20. Die Syenite sind nach ihren Lagerungsverhältnissen wie nach ihrem öfteren Verbande mit anogenen Graniten als selbst anogene Gesteine characterisirt. Im Contact mit dem Nebengestein verhalten sie sich ebenfalls wie die Granite; exogene Contact-

erscheinungen kommen vor, in ausgezeichneter Weise auch an den triasischen Augitsyeniten Südtirols: hier ist besonders hervorzuheben, daß man in dem Batrachit, welcher bei Predazzo als Contactmineral zwischen Monzonit und Kalkstein sich einstellt, Glaseinschlüsse gefunden hat: sie liefern den unwiderleglichen Beweis, daß der Syenit bei seinem Empordringen mit sehr hoher Temperatur begabt war. Endogene Contacterscheinungen zeigen z. B. die Augitsyenite Süd-Norwegens, die in der Regel am Contact reicher an Nephelin sind, etwas violetten Flußspath enthalten und oft eine Parallelstructur durch abwechselnde helle und dunkele Lagen annehmen.

V. Familie der Syenit-Porphyre.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	64.45	16.31	6.49	—	0.30	1.10	5.00	5.45	0.85	Glv.
2.	62.07	18.59	6.19	0.06	1.94	5.03	2.46	3.01	1.50	
3.	56.00	18.00	—	7.58	3.54	3.45	5.01	3.65	0.78	Glv.
4.	48.42	11.41	12.32	0.64	8.23	9.97	3.59	3.20	1.33	
5.	47.99	16.23	5.24	—	6.85	6.70	1.54	10.22	4.27	Glv.
6.	45.93	11.88	1.17	8.72	9.97	11.85	1.90	3.28	0.67	

1. Rother Orthoklasporphyr von Predazzo, mit Spur MnO. **2.** Syenit-Porphyr aus dem Andlauthal in den Vogesen. **3.** Sog. Rhombenporphyr von der Spitze des Vettakolle bei Christiania. **4.** Dichter Syenit von der Rothlach bei Hochwald in den Vogesen, mit MnO 0.34, CO_2 Spur. **5.** Minette von der Fuchsmühle bei Weinheim im Odenwald, mit Mn_2O_3 0.96. **6.** Minette von Framont in den Vogesen mit MnO 0.47; CO_2 2.69; P_2O_5 1.66; Fl 0.97; S 0.48.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Ueber die Gemengtheile derjenigen Gesteine, welche in Ermangelung eines besseren Namens als Familie der Syenit-Porphyre bezeichnet werden mögen, ist nur wenig Besonderes mitzutheilen, indem sie derselben Art sind, wie in den Syeniten und auch dieselben Eigenschaften aufweisen. Zu erwähnen ist nur etwa Folgendes: Der Quarz findet sich nicht selten in xenomorphen kleinen Körnern, bisweilen aber auch in porphyrischen Krystallen, deren Form sich der einen scharfen Pyramide nähert. Der Orthoklas weist in den meisten Fällen röthliche Farben auf und ist nur selten sehr klar. Plagioklase sind oft ausgezeichnet durch eine äußerst feine Lamellirung, die in manchen Schnitten selbst im polarisirten Lichte kaum wahrnehmbar ist; Verwachsungen mit Orthoklas sind nicht selten. Während in einigen hierher zu rechnenden Gesteinen der Nephelin noch ziemlich frisch erscheint, ist er in anderen gänzlich zerstört und es finden sich nur Pseudomorphosen, die als Liebenerit und Gieseckit in unseren Lehrbüchern angeführt werden; ein lichter Glimmer dürfte der Hauptbestandtheil dieser Pseudomorphosen sein.

§ 3. Der Amphibol, in Schliffen grün oder nicht selten auch

braun gefärbt, geht meist äußerst leicht in chloritische Massen über, so daß seine ehemalige Anwesenheit in vielen Vorkommnissen nur erschlossen werden kann aus Formverhältnissen, Uebergängen u. s. w. Der Augit scheint beinahe weiter und allgemeiner verbreitet zu sein, als die Hornblende, im Dünnschliff weist er meist sehr lichte Farben ohne Dichroismus auf, er erscheint auch in winzigen Kryställchen und nadelförmigen Mikrolithen und scheint der Verwitterung fast überall recht gut zu widerstehen. Letzteres gilt auch von dem Biotit gewisser Gesteine. In diesen hat derselbe in dünnen Blättchen eine verhältnißmäßig helle Farbe und schmale dunklere Ränder; während sonst Biotite fast stets diejenigen Gemengtheile sind, welche zuerst Spuren der beginnenden Verwitterung aufweisen, zeigen sich diese wahrscheinlich immer eisenarmen und alkalireichen Magnesiaglimmer noch ganz frisch, wenn auch die Grundmasse bereits stark angegriffen ist.

3. Structur. § 4. Bei den Syeniten wurde schon erwähnt, daß dieselben in porphyrische und dichte Gesteine übergehen können: letztere gehören also nur vom lithologischen Standpunkte hierher, es gehören aber auch noch andere geologisch selbständigere Gesteine hierher. Merkwürdiger Weise aber zeigen alle diese Gesteine stets eine mikrophanerokrystalline Structur auf, ja, in den meisten Fällen sind sie ganz holokrystallin, denn eine amorphe Basis scheint nur ganz ausnahmsweise wirklich vorhanden zu sein. Porphyrisch sind diese Gesteine in vielen Fällen, bisweilen aber fehlen porphyrische Krystalle ganz; Gesteine der letzten Art verhalten sich zum Syenit, wie der Felsitfels zum Granit.

§ 5. Es ist höchst auffällig, daß in keinem der hierher gehörigen Gesteine eine mikrokryptokrystalline oder etwa mikrofelsitische Grundmasse erscheint; es ist aber nicht ganz unwahrscheinlich, daß wir manche Gesteine mit einer derartigen Beschaffenheit nur nicht als zum chemischen Typus der Syenite gehörig erkennen können und sie entweder bei den Felsitporphyren oder bei den Porphyriten unterbringen; dieser Fehler würde aber nicht sehr groß sein, indem wir sie dadurch mit denjenigen Massen vereinigen, zu denen sie nach ihrem allgemeinen Habitus und ihren geognostischen Verhältnissen zu rechnen sein würden.

4. Lagerung. § 6. Die bis jetzt mit Sicherheit zu der Familie der Syenit-Porphyre zu zählenden Gesteine treten vorzugsweise in Gängen auf, dabei meist noch in Gebieten, in denen auch Syenite vorhanden sind; in vielen Fällen werden sie also nur eine Facies der letzteren darstellen. Auch die selbständigen Syenit-Porphyre treten in schmalen Gängen auf und zwar meist schwarmweise; alle Vorkommnisse scheinen bis auf wenige Ausnahmen auf die archäischen und paläozoischen Gebiete beschränkt zu sein. Gewaltige Lager, Decken und mächtige Gänge bildet der hierher gehörige Rhombenporphyr im südlichen Norwegen. Jene schwer bestimmbaren, ihrem Habitus nach den Felsitporphyren und Porphyriten nahestehenden Gesteine erscheinen ebenfalls in Lagern, zumal im Rothliegenden.

5. Arten der Syenit-Porphyre. § 7. Obwohl die hierher gehörigen Gesteine nach dem Character ihrer Zusammensetzung und Structur einander sehr nahe

stehen, so weichen sie doch in ihrem äußeren Habitus so weit von einander ab, daß man folgende Gesteinsarten unterscheiden kann.

Dichter Syenit ist nicht recht passend ein dunkel graugrünes Gestein von äußerst feinem Korn oder ganz homogener, dichter Structur mit wenigen oder ohne alle Einsprenglinge genannt worden; unter dem Mikroskope löst sich die Masse stets in ein völlig klares Aggregat von vorherrschendem Orthoklas, bisweilen auftretendem Plagioklas und meist stark oder ganz zersetzten Hornblendeindividuen ohne scharfe Krystallform auf. Titatit scheint in allen Arten der Syenit-Porphyre im Gegensatz zum Syenit selten vorzukommen. Als Einsprenglinge erscheinen seltener vereinzelte Quarze, häufiger röthliche Orthoklase, die bisweilen eine bedeutende Größe erreichen. Solche dichte Syenite wurden zuerst aus der Gegend von Zschopau im sächsischen Erzgebirge beschrieben.

§ 8. Orthoklasporphyr (Orthophyr) enthält in einer grauen oder braunen Grundmasse Einsprenglinge von Orthoklas und Hornblende; zur Hornblende gesellt sich bisweilen etwas Biotit. Die Grundmasse ist mikrophanerokrystallin, nur in einigen Fällen will man auch mikrofelsitische und amorphe Basis beobachtet haben, doch ist es zweifelhaft, ob die betr. Gesteine hierher zu rechnen sind.

§ 9. Augitsyenit-Porphyr aus dem Kaukasus von *Tschermak* beschrieben enthält Orthoklas, Plagioklas und Augit porphyrisch und in der Grundmasse, in letzterer auch noch Magnetit, Pyrit, Biotit, Hornblende, Olivin (?).

§ 10. Auch die Orthoklasporphyre im Gebiet der Monzonite in Südtirol enthalten bisweilen Augit statt Hornblende aber nicht als Einsprenglinge. Dagegen tritt stellenweise Liebenerit in einige mm im Durchmesser haltenden Pseudomorphosen in Form von kurzen hexagonalen Säulen auf, den sog. Liebenerit-Porphyr bildend, der also bis jetzt als geologisch selbständiges Gestein noch nicht bekannt ist. Ein ähnliches Gestein ist der Gieseckit-Porphyr aus Grönland.

§ 11. Die Rhombenporphyre des südlichen Norwegens haben ihren Namen von den sehr oft rhombenförmigen Durchschnitten der Feldspäthe, deren bis cm große Krystalle von den Flächen *T*, *l* und *y* gebildet werden. Es sind theils natronreiche Orthoklase, theils kalireiche Oligoklase, sog. Natronmikrokline. Sie sind stets stark verunreinigt durch Einschlüsse der anderen Gemengtheile, Augit, Plagioklas und deren Zersetzungsproducte. Die Rhombenporphyre enthalten Augit, daneben Biotit, aber nie Hornblende; sie sind also Augitsyenit-Porphyre; manche Vorkommnisse enthalten neben reichlicherem Plagioklas auch Olivin in geringer Menge und nähern sich dadurch in Bezug auf mineralische Zusammensetzung der Familie der Melaphyre.

§ 12. Die porphyrisch dichte Ausbildungsweise eines Glimmersyenit-Magmas stellt die Minette dar. Der porphyrische Magnesiaglimmer, stets in gut begrenzten sechsseitigen Tafeln krystallisirt, hat die oben erwähnten Eigenschaften; die Grundmasse besteht vorherrschend aus Orthoklaskörnern, die aber bisweilen sehr reichlich mit Augitkryställchen und Nadeln durchmischt und durchspickt sind; in diesem Falle bezeichnet *Cohen* das Gestein als Augit-Minette. Auch Hornblende tritt bisweilen in einzelnen, meist braunen Durchschnitten unter dem Mikroskope auf und zwar in Form von Krystallen, automorpher Magnetit und Apatit sind sehr beständige accessorische Gemengtheile, sehr selten ist Olivin. Die Grundmasse hat makroskopisch dunkelbraune oder graue Farbe, Eisenhydroxyde werden durch Verwitterung oft in bedeutender Menge gebildet; auch Viridit und Kalkspath entstehen dabei. Die Minetten erscheinen wohl stets in schmalen Gängen und zwar meist in großer Anzahl, so in den Vogesen und im südlichen Odenwald, wo sie nach *Cohen* gegen das Ende der Dyas hervorbrachen. Die Minetten gehören zu der geologisch charakterisirten Familie der Lamprophyre; vergl. darüber Familie der Porphyrite.

§ 13. Es mag hier noch die Bemerkung Platz finden, daß zu den Familien der Syenite und Syenit-Porphyre zugehörige Syenit-Tuffe mit Sicherheit noch nicht erkannt sind; vielleicht gehört hierher die sog. Pietra verde der Trias in Südtirol (nach *Reyer*).



VI. Familie der Trachyte.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	66.06	16.46	2.25	1.10	0.19	0.79	6.81	5.52	0.62	Glv.
2.	63.40	20.20	—	3.89	0.38	1.66	8.39	3.54	0.36	
3.	62.83	21.55	4.11	—	0.42	0.72	3.03	3.35	4.19	
4.	60.97	20.92	3.81	—	0.29	0.14	5.03	8.88	0.38	
5.	60.77	19.83	4.14	2.42	0.34	1.63	4.90	6.27	0.24	Glv.
6.	57.89	19.12	2.45	—	1.10	1.21	6.65	9.23	2.40	
7.	57.73	17.85	4.44	3.90	1.77	3.65	3.77	7.65	0.09	Glv.
8.	56.09	26.09	1.53	—	2.70	3.41	3.38	6.49	1.05	Glv.

1. Trachyt von der Hohenburg bei Berkum unweit Bonn, mit MnO 0.55. **2.** Trachyt von Alsberg bei Bieberstein in der Rhön. **3.** Trachyt-Tuff von den Ofenkuhlen im Siebengebirge. **4.** Domit vom Puy de Dôme, Auvergne. **5.** Trachyt-Obsidian vom Rotaro auf Ischia, mit Spuren von P_2O_5 und MnO. **6.** Trachyt-Bimsstein vom Krufter Ofen am Laacher-See, Rheinprovinz. **7.** Trachyt vom Arso-Strom auf Ischia, mit Spur von P_2O_5. **8.** Trachyt von La Guardia auf der Insel Ponza.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Der Hauptbestandtheil aller Trachyte ist der Feldspath; während in manchen der Sanidin stark vorwaltet, ist in anderen mindestens ebenso viel Plagioklas vorhanden; ein hoher Natrongehalt, der bisweilen den Gehalt an Kali weit übertrifft, vertheilt sich sowohl auf meist dem Oligoklas nachstehende Plagioklase als auf natronreichen Sanidin. Dieser erscheint sehr häufig porphyrisch in größeren Krystallen, die nach dem Klinopinakoid tafelförmig ausgedehnt sind; ebenso geformte Individuen kommen auch in der Grundmasse vor, daneben dann auch nach der Klinoaxe stabförmig gestaltete Krystalle. Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz sind häufig. Die rissige Beschaffenheit der Sanidine wird durch die fast stets vorhandenen Dampfporen erzeugt; ebenso häufig sind Glaseinschlüsse, die sich gern im Centrum reichlicher einstellen, als in den peripherischen Theilen, oder sonst in ihrer Anordnung mitsammt den Gasporen den Conturen des Wirthes folgen. Flüssigkeitseinschlüsse kommen nur äußerst selten vor; auch an mineralischen Interpositionen pflegen die Sanidine nicht reich zu sein. Mikroklin scheint den Trachyten fast ganz zu fehlen; er findet sich z. B. in dem Gestein von Monselice in den Euganeen.

§ 3. Wie die Sanidine, so sind auch die Plagioklase von farbloser, klarer Substanz; auch in Bezug auf Einschlüsse verhalten sie sich wie jene. Zonaler Aufbau giebt sich oft durch die verschiedenen Auslöschungsschiefen der Schalen zu erkennen; er ist bisher noch nicht entschieden, ob nicht auch kalkreichere Plagioklase bisweilen in den Trachyten vorkommen.

§ 4. Als eisenhaltige Gemengtheile gesellen sich zu den Feldspäthen Hornblende, Augit und Magnesiaglimmer, bald alle zusammen

in wechselnden Verhältnissen, bald mehr einzeln. Die schwarze Hornblende wird in Schliff fast stets mit brauner Farbe durchsichtig und bildet bald ziemlich gut geformte Krystalle, bald ganz zerlappte Körner, dagegen wohl nur selten nadelförmige Mikrolithen. Letztere ist die Form des nur in Poren vorkommenden seltenen Breislakites, dessen feine Flöckchen vielleicht Sublimationsproducte sind.

§ 5. Der Augit wird mit sehr lichten, grünlichen oder bräunlichen Farben durchsichtig; er bildet oft scharf begrenzte Kryställchen, dann auch Körner, Nadeln und sinkt zu winzigsten Dimensionen herab. Dagegen erscheint er nur sehr selten in so großen Krystallen, daß er makroskopisch leicht von Hornblende unterschieden werden könnte, dies ist meist erst unter dem Mikroskope möglich. *Zirkel* macht auf den sich häufig einstellenden Unterschied aufmerksam, daß die Hornblende viel weniger häufig und stets in geringerer Menge Glaseinschlüsse aufzunehmen im Stande ist, als der Augit, der oft damit überladen ist. Außer dem gemeinen Augit erscheinen in einigen Trachyten auch noch andere Pyroxene, so der Akmit in sehr kleinen Individuen mit starkem Pleochroismus; ferner Hypersthen (Szabóit) in schwarzen Nädelchen.

§ 6. Biotit findet sich vorherrschend als Einsprengling, wenn auch von geringen Dimensionen, doch kommt er auch bisweilen in kleinen Partien in der Grundmasse vertheilt vor. Biotite und Hornblenden (manchmal auch Augite) sind öfters von schwarzen Körnern völlig umsäumt, die wahrscheinlich dem Magneteisen angehören, welches auch als Einschluß in diesen Gemengtheilen nicht gerade selten ist; vergl. hierüber noch die Familie der Andesite.

§ 7. Da die Analysen von Trachyten bisweilen einen größeren Gehalt an Kieselsäure ergeben, als ihn selbst der Sanidin besitzt, so muß in diesen Fällen Kieselsäure noch frei in dem Gesteine vorhanden sein. Sie erscheint erstens selten in wahrscheinlich sehr sauren Glaskörnern, wie wir es bei den Lipariten beachtet haben; dann finden sich bisweilen Quarze in einzelnen größeren Krystallen ausgeschieden, die aber nicht etwa fremde zufällig eingeschlossene Dinge sind. Weitaus am häufigsten ist die freie Kieselsäure als Tridymit vorhanden. Manche Vorkommnisse sind daran sehr reich; meist erscheint er in kleinen Aggregaten, doch nimmt er wohl auch in manchen Fällen in einzelnen Täfelchen am Gesteinsgewebe Theil.

§ 8. Magneteisen und Apatit sind weit verbreitete Gemengtheile, doch fehlt ersteres oft gänzlich. Der Apatit erscheint in dünnen Nadeln oder in dickeren, kurzen Säulchen zum Theil von graubrauner Farbe, welche durch eine unendlich große Menge von winzigsten Poren erzeugt wird, oder der Mineralsubstanz selbst innewohnt, was sich am Pleochroismus erkennen läßt.

§ 9. Noch eine Anzahl anderer Mineralien erscheint in den Trachyten als seltenere und unbeständigere Gemengtheile. So ist mehrfach Olivin nachgewiesen worden, Hauyn z. B. in den Trachyten des Laacher Sees, Melilith in Gesteinen der Insel Ischia. Titanit in sehr lichten bis braungelben einfachen Krystallen und in Zwillingen findet

sich häufig, aber wohl nie in so großer Menge, wie im Syenit. Sodalith enthalten mehre Trachyte der flegreischen Felder bei Neapel und auf Ischia; da er stets nur in Poren und auf Kluftflächen sich vorfindet und zwar mit Krystallflächen versehen, so ist er mit Wahrscheinlichkeit überall als ein Sublimationsproduct zu betrachten, d. h. als ein primärer Gemengtheil, der sich während der Entstehung des Gesteins unter bedeutender Beihülfe von Dämpfen bildete, also vielleicht als ein Product primärer Zersetzung.

§ 10. Granat und Cordierit dürften in Trachyten stets fremden Ursprungs sein, durch das Magma aus durchbrochenen Gesteinen wahrscheinlich archäischen Alters aufgenommen; die Vergesellschaftung mit einander und mit Quarz, Fibrolith, Magnetit, dunkelgrünem Spinell spricht für diese Auffassung, ebenso wie die abgerundete oder Bruchstücken ähnliche Form der Körner, welche wie die Iolithe vom Cabo de Gata in Spanien bisweilen beträchtliche Größe erreichen.

§ 11. Außer den erwähnten Mineralien nimmt nun noch amorphe, hyaline Masse geringen Antheil an der Zusammensetzung mancher Trachyte, während sie in anderen bei Weitem vorwaltet, denn auch die Trachytfamilie hat ihre Obsidiane und Pechsteine. Die Trachyte sind entweder sehr arm an, resp. ganz frei von Glas, oder sie enthalten solche amorphe Basis in reichlicher Menge. Es giebt viele Trachytvorkommnisse, in welchen amorphe Basis nicht nachweisbar ist; in andern liegt zwischen den Feldspathleisten eine geringe Menge farbloser Basis, die meist in schmalen Streifchen unter dem Mikroskope zur Anschauung kommt. Es ist bemerkenswerth, daß diese spärliche Zwischenklemmungsmasse meist farblos ist und keine Entglasungsproducte aufweist; vielleicht deutet dies auf große Acidität hin. Wo dagegen amorphe Masse reichlich vorhanden ist, da finden sich stets reichlich Entglasungsproducte und auch Dampfporen; ferner zeigt sich nicht selten eine mikrofelsitische Entglasung.

3. Structur. § 12. Rein körnige und gleichmäßig gemengte Gesteine finden sich unter den Trachyten nur ausnahmsweise, die meisten tragen porphyrischen Charakter mit sehr feinkörniger bis dichter Grundmasse zur Schau. Porphyrisch treten vor Allem die Feldspäthe auf, dann namentlich die Glimmer. Die Feldspäthe erscheinen unter dem Mikroskope häufig als Aggregate mehrer Körner, bisweilen deutlich als Bruchstücke Auch die eisenhaltigen Gemengtheile weisen oft genug eine Zerstückelung oder, wie die Glimmer, eine Biegung auf; überhaupt aber kann man in sehr vielen Trachyten einerseits die Bewegungsphänomene in der Mikrofluctuationsstructur ausgedrückt erkennen, andererseits mehre Perioden der Verfestigung der Gesteine unterscheiden. Die Grundmasse nicht glasreicher Vorkommnisse wird vorherrschend von Feldspathleisten gebildet, die einander annähernd parallel gelagert sind oder in seltenen Fällen zu sphärulitischen Gruppen zusammentreten; zwischen den Feldspathindividuen liegen dann kleine Körnchen anderer Mineralien. Seltener ist die Ausbildung aller Feldspäthe der Grundmasse in Form von rundlichen Körnern. In den glasigen Gesteinen ist die Mikrofluctuationsstructur

ebenfalls oft scharf ausgeprägt, reineres Glas wechselt mit entglastem oder mit an ausgeschiedenen Krystallen reicherem Gemenge. Soviel mikroskopisch unterscheidbare Structurvarietäten wie bei den Lipariten kommen bei den Trachyten bei Weitem nicht vor.

§ 13. Die Trachyte haben ihren Namen davon, daß sie sich oft rauh anfühlen; Porosität ist die Ursache davon. Die Poren sind dreierlei Art: entweder rundliche Dampfporen in allen Gemengtheilen oder eckige Hohlräume zwischen den Gemengtheilen oder schließlich durch Verwitterung entstandene Hohlräume. Die Rauhigkeit ist selbstverständlich durchaus nichts Charakteristisches gerade nur für die Trachyte.

Eine Parallelstructur im Großen können die Trachyte annehmen z. B. durch Parallelismus der porphyrischen Feldspäthe. Durch unregelmäßige Vertheilung namentlich der dunkelfärbenden Gemengtheile entstehen bisweilen Breccien ähnliche Gesteine. Gleichmäßige Vertheilung kleinerer verschieden zusammengesetzter Partien erzeugt die sog. Eutaxit-Structur.

4. Lagerung. § 14. Die Trachyte treten als unzweifelhafte anogene Massengesteine in Gängen, Lagern, Strömen und Kuppen auf; sie brechen vom Anfang der Tertiär-Periode bis auf den heutigen Tag aus dem Erdinnern hervor. Sie finden sich an thätigen wie an erloschenen Vulkanen, setzen aber auch mit ihren Tuffen und verwandten Gesteinsfamilien ganze Gebirgszüge zusammen. Von den Absonderungsformen scheint die plattige am häufigsten vorzukommen, am seltensten kugelförmige; unregelmäßige Zerklüftung, säulenförmige Absonderung und Bankung kommen auch vor.

5. Arten der Trachyte. § 15. Die glasigen Glieder der Familie der Trachyte sind ihrem Aeußeren nach und selbst bei mikroskopischer Untersuchung wohl kaum von den betreffenden Gesteinen der Liparit-Familie zu unterscheiden. Trachyt-Obsidian und Trachyt-Pechstein können nur nach ihrem Vorkommen in engster Verbindung mit Trachyten oder durch chemische Analyse erkannt werden. Für die mineralische Zusammensetzung und Structur gilt alles bei den Liparit-Gläsern Angeführte. Der Trachyt-Bimsstein scheint bereits sehr oft nicht langfaserig, sondern rundzellig porös zu sein. Außer einigen größeren Einsprenglingen kommen im sehr hell gefärbten Glase der Zellenwände bisweilen fast gar keine Entglasungsproducte vor. Auch scheint der Trachyt-Bimsstein in weniger großen Stücken vorzukommen als der Liparit-Bimsstein.

§ 16. Die steinigen Trachyte lassen bisher eine eingehendere Classification nicht zu; die früher versuchte Eintheilung in Sanidin- und Sanidin-Oligoklas-Trachyte hat sich als unhaltbar erwiesen; ob der Tridymit in einzelnen Ablagerungen ganz gleichmässig vertheilt ist, so daß nach seinem Vorhandensein oder Fehlen eine Eintheilung möglich wäre, ist noch unentschieden. Die meisten Trachyte enthalten Hornblende, Augit und Biotit zu gleicher Zeit und in annähernd gleichen Mengen; Combinationen der Hornblende mit Augit oder mit Glimmer sind ebenfalls nicht selten, doch scheint es kaum Trachyte zu geben, die Hornblende allein führen. Dagegen giebt es einige wenige Vorkommnisse, die nur Glimmer führen, also Biotittrachyt zu nennen sind, und andere, welche ausschließlich Augit enthalten und als Augittrachyt angeführt werden können. Letztere sind sogar ungemein weit verbreitet, doch ist es bis jetzt nur in wenigen Fällen bekannt, daß die reinen Augittrachyte nicht etwa bloß eine locale Modification in größeren Ablagerungen gemeinen Trachytes sind.

§ 17. Die gemeinen Trachyte besitzen meist eine helle Gesammtfarbe, hellgrau bis gelblich oder bräunlich sind die gewöhnlichsten Farben; grüne und

rothe Trachyte verdanken ihre Färbung wohl zumeist Zersetzungsproducten, Viridit und Ferrit. Es giebt aber auch sehr dunkle, selbst ganz schwarze Trachyte; letztere pflegen ein äußerst feines Korn zu haben, ja dicht und dabei reich an kleinen und großen Poren zu sein. Es sind Massen, welche sich namentlich an Vulkanen finden und vielleicht mit besonderem Namen zu belegen wären; sie enthalten gern glasige Basis, Mikrofelsit, Sphärulite und dergleichen; ihre schwarze Farbe rührt von der feinen Vertheilung winziger Magnetitpartikeln her; an Hornblende, Glimmer und über letztere vorherrschendem Augit pflegen sie arm zu sein. Die trachytischen Gesteine besitzen in den rheinischen Gebirgen eine ziemliche Verbreitung, viel reichlicher kommen sie im südöstlichen Europa vor.

§ 18. Von den mit Localnamen belegten Trachytvarietäten verdient zunächst der Domit Erwähnung; er ist benannt nach seinem Vorkommen am Puy de Dôme in der Auvergne und erweist sich als ein sehr lichter, stets Tridymit enthaltender Trachyt von porphyrischer Structur und sehr feinem Korn. Piperno heißt in Neapel eine an Sanidin reiche Augittrachyt-Lava aus den flegreischen Feldern, die in hellgrauer Masse große und kleine sehr dunkelgraue Flammen in großer Anzahl und regelmäßiger Vertheilung enthält, also die Eutaxit-Structur aufweist.

§ 19. Bei Eruptionen in fein vertheiltem Zustande aus Vulkanen herausgeschleudertes Trachytmagma verfestigt sich zu den Trachyt-Aschen, -Sanden, -Lapilli und größeren Auswürflingen. Der Reichthum an porösem Glase, an Glaseinschlüssen, an Krystallbruchstücken, an krystallitischen Bildungen weist auf die Zerstäubung eines Magmas hin, in dem Krystallbildung bereits begonnen hatte; doch giebt es auch glasreiche Aschen, die nur wenig Krystalle enthalten. Bei all diesen Massen, wie auch bei den zu anderen Familien gehörigen Aschen und Sanden hat man nicht außer Acht zu lassen, daß sie meist in der Luft beim Herabfallen eine Aufbereitung, eine Sonderung ihrer Partikeln nach dem Eigengewicht und nach der Größe erlitten haben.

§ 20. Die feineren Auswürflinge bilden nach ihrer Cementirung die Trachyt-Tuffe; dieselben haben meist eine sehr helle Farbe, sind mürbe und porös und weisen oft massige Structur auf; größere Bruchstücke sind darin nicht selten. Sie finden sich in allen Gebieten trachytischer Gesteine, so im Siebengebirge, in Ungarn, Central-Frankreich, in den flegreischen Feldern bei Neapel; der gelbe Tuff am Posilipp, welcher mit einem Tunnel, der berühmten Grotte, durchbrochen wurde, besteht vorwiegend aus Bimssteinpartikeln und kann deshalb vielleicht auch als Trachyt-Bimsstein-Tuff genauer bezeichnet werden. Trachyt-Breccien und -Conglomerate sind weit verbreitet, kommen aber doch viel weniger massenhaft vor, als die Tuffe. Puzzulane sind Trachyt-Tuffe, welche sich zu hydraulischem Mörtel verarbeiten lassen.

6. Zersetzung. § 21. Durch die Einwirkung der Atmosphärilien erleiden die Trachyte ziemlich leicht, vielleicht in Folge ihrer Porosität, eine Zersetzung; als secundäre Gemengtheile findet man häufig Kaolin, Viridit, Ferrit und auch Kalkspath; auch Trachyte geben Anlaß zur Entstehung von Kaolinlagerstätten. Thonige Zersetzungs- und Abschwemmungsproducte trachytischer Massen sind die Creta auf Ischia und der Nyirok in Ungarn. Das als Mineral mit dem Namen Cimolit angeführte wasserhaltige Thonerdesilicat ist ein Zersetzungsproduct von Trachyt von der griechischen Insel Kimolos (Argentiera). Ferner erscheinen als Zersetzungsproducte häufig Quarz, Chalcedon und Opale; der edle Opal in Ungarn bricht ein auf sehr unregelmäßigen und oft unterbrochenen Klüften im Trachyt (oder Trachyt-Conglomerat?) zu Dubnik unfern Czervenica im Eperjes-Tokajer Trachytzuge. Man hat die Vermuthung geäußert, daß diese Abscheidungen von Kieselsäure nicht secundär atmosphärischen, sondern secundär vulkanischen Ursprungs sind, erzeugt durch Zersetzung der Gesteine durch vulkanische Gase und Dämpfe.

§ 22. Noch wahrscheinlicher ist diese Einwirkung bei der Ab-

scheidung des Alunites; der sog. Alaunfels von La Tolfa bei Civitavecchia in Italien ist ein von Alunitgängen durchschwärmter, theilweise zersetzter, glasreicher schwarzer Trachyt. Auch Trachyt-Tuffe liefern Alaunfels, d. h. also von Alunitgängen durchschwärmte und mit Alunit imprägnirte Massen, so mehrorts in Ungarn. Vielleicht ist die Entstehung des Alunites auf die Einwirkung schwefeliger Säure zurückzuführen.

VII. Familie der Diorite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1. Die zur Familie der Diorite gehörigen Gesteine, sowie die zu demselben chemischen Typus gehörigen Gesteine der beiden folgenden Familien haben recht eigentlich eine mittlere Zusammensetzung zwischen den sauersten und den basischsten anogenen Gesteinen; es finden sich deshalb auch die größten Schwankungen sowohl in der chemischen Zusammensetzung als in der davon abhängigen mineralischen. Bei vielen Vorkommnissen bleibt es in der That zweifelhaft, zu welcher Familie resp. zu welchem chemischen Typus man sie rechnen will.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	66.91	15.20	—	6.45	2.35	3.73	3.33	0.86	0.16	
2.	59.97	16.93	2.41	4.83	3.61	5.10	3.87	1.32	1.60	Glv.
3.	59.51	19.74	8.38	0.36	3.05	5.42	2.26	1.06	1.29	
4.	56.72	16.90	4.14	6.28	4.62	7.25	4.65	0.63	0.75	Glv.
5.	54.65	15.72	2.00	6.26	5.91	7.83	2.90	3.79	1.90	Glv.
6.	48.53	18.40	7.56	2.88	6.83	8.56	2.84	2.65	2.66	
7.	47.38	16.67	4.64	6.47	4.11	10.81	3.02	0.93	1.25	

1. Tonalit vom Avio See am Nordabhang des Adamellostockes in den Alpen. **2.** Quarz-Enstatitdiorit aus dem Vildar Thal bei Klausen, Tirol. **3.** Quarz-Glimmerdiorit vom Kienberg in den Vogesen, mit Spur von P_2O_5. **4.** Enstatitdiorit von Oberhofer bei Klausen. **5.** Quarzdiorit von Hohne im Harz. **6.** Diorit von Großsachsen im Odenwald. **7.** Epidiorit von Naila im Fichtelgebirge, mit MnO 0.26; P_2O_5 0.42; TiO_2 3.07.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die Grenze zwischen den dioritischen Gesteinen einerseits und Granit und Syenit andererseits wird bestimmt durch das Vorherrschen des Plagioklases über den Orthoklas in den Dioriten. Sehr viele Vorkommnisse dieser Familie enthalten immer noch Orthoklas, der sich in seinem ganzen Habitus nicht sonderlich von den Plagioklasen unterscheidet; nur selten wird er röthliche Farbe aufweisen. Von den Plagioklasen erscheinen alle Varietäten vom Oligoklas bis zum Anorthit, wie dies durch Einzelanalysen nachgewiesen worden ist; die sehr basischen Plagioklase sind jedoch selten und wahrscheinlich auf quarzfreie Gesteine beschränkt; in solchen enthalten dann die Feldspäthe bisweilen auch opake Mikrolithen schwarzer Erze eingelagert, wie dies bei den Feldspäthen in der Familie der Diabase u. s. w. häufiger vorkommt. In allen Feldspäthen der Diorite kommen Poren vor, Flüssigkeitseinschlüsse sind auch beobachtet worden.

§ 3. Die schwarze Hornblende erscheint in den Dioriten mit sehr wechselndem Habitus; im Dünnschliff ist ihre Farbe vorherrschend eine grüne, doch differiren die Farbentöne in verschiedenen Vorkommnissen weit von einander, ja es finden sich auch verschieden gefärbte Hornblenden in einem und demselben Gestein. Es ist beachtenswerth, daß die Auslöschungsschiefe der klinopinakoidalen Schnitte in mehren Fällen als eine ungewöhnlich große gefunden wurde. Auch braune Hornblenden kommen vor, jedoch weniger häufig als in der nächsten Familie der Porphyrite. In einzelnen Fällen hat man äußerst winzige schwarze Interpositionen gesetzmäßig angeordnet in grünen Hornblenden beobachtet. Der Amphibol bildet in den Dioriten entweder dicke, homogene oder von Feldspäthen durchbrochene Körner, oder er erscheint in nadelförmigen Säulen, oder er ist aus einzelnen Fasern zusammengesetzt; an den Enden der Verticalaxe lösen sich solche Individuen meist in Büschel und Bündel von einzelnen Nadeln auf.

§ 4. Nächst der Hornblende ist schwarzer Magnesiaglimmer in Dioriten sehr weit verbreitet; im Dünnschliff wird er mit dunkelbrauner Farbe durchsichtig. Oft ist er krystallographisch ziemlich gut begrenzt; er liebt es aber auch in engster Verbindung mit der Hornblende aufzutreten, so daß beide Mineralien durch einander gewachsen sind, oder etwa Glimmerblättchen der Hornblende eingelagert erscheinen. Es wird aber auch mehrfach berichtet, daß der Biotit secundär aus der Hornblende hervorgegangen sein soll.

§ 5. Auch Pyroxene sind Gemengtheile mehrer hierher zu rechnender Gesteine. Der gemeine Augit ist meist von lichterer Farbe als die Hornblende, im Dünnschliff sehr blaß gefärbt, nur selten röthlich-bräunlich. Bisweilen sind die Augite von Hornblenden umwachsen, in anderen Fällen zeichnen sie sich durch ihre gute Krystallform aus. In mehren Vorkommnissen weist der Pyroxen auch gute orthopinakoidale Spaltbarkeit auf und wird deshalb als Diallag aufgeführt. Dann stellen sich aber auch rhombische Pyroxene, Enstatit bis Hypersthen, mit ihren gewöhnlichen Eigenschaften in Gesteinen ein, die geognostisch mit anderen Dioriten zusammenhängen und auch nach ihrem ganzen Habitus zu dieser Familie gehören.

§ 6. Der Quarz ist in manchen Dioriten noch in ziemlich bedeutender Menge vorhanden; dann erscheint er in rundlichen Körnern, in Kornaggregaten oder auch schriftgranitisch mit Feldspath verwachsen; ist der Quarz nur spärlich vorhanden, dann tritt er fast regelmäßig xenomorph zwischen den anderen Gemengtheilen auf. Immer aber enthält er und meist reichlich deutliche Flüssigkeitseinschlüsse, wodurch er sich von secundärem Quarz unterscheidet, der sich bisweilen durch Zersetzung der Feldspäthe bildet und frei von Flüssigkeitseinschlüssen ist.

§ 7. Auch primärer Kalkspath kommt in hierher gehörigen Gesteinen vor; als einer der zuletzt erstarrten Gemengtheile hat er nie eigene Form, während die benachbarten Feldspäthe, Quarze, Hornblenden, Apatite mit Krystallspitzen in ihn hineinragen.

§ 8. Apatit pflegt in Dioriten nichts Auffälliges an sich zu haben.

Magneteisen und Eisenkies sind weit verbreitet, jedoch immer nur in geringer Menge vorhanden; Titaneisen ist besonders für eine Gesteinsart charakteristisch, erscheint jedoch auch sonst spärlich. Merkwürdiger Weise ist der Titanit in den Dioriten nicht so verbreitet, wie in Syeniten und sonstigen hornblendehaltigen Gesteinen; er erscheint in Krystallform oder in rundlichen Körnern.

§ 9. Von gelegentlich erscheinenden Gemengtheilen ist besonders der Granat zu erwähnen, der auch in Dioriten z. Th. in erbsengroßen Körnern erscheint; sonst ist aber gerade der Granat ein Gemengtheil, dessen reichliche Anwesenheit mit Entschiedenheit anzeigt, daß das betr. Gestein nicht zu den anogenen Dioriten gehört.

§ 10. Bei beginnender Zersetzung bilden sich in den Dioriten mancherlei Mineralien heraus, namentlich aber Epidot, Viridit, Kaolin, Kaliglimmer, Kalkspath und Eisenhydroxyde. Die Feldspäthe gehen bald in thonige Massen über, bald nehmen sie eine Saussurit ähnliche Beschaffenheit durch Entstehung von Epidot oder vielleicht von Zoisit an. Die Pyroxene bilden namentlich gern Viridit, doch gehen die rhombischen zuerst in faserische Massen über. Die Amphibole, der Verwitterung ziemlich gut widerstehend, bilden namentlich chloritische Massen und geben Material für die Bildung von Epidot ab.

3. Structur. § 11. Die Diorite sind wahrscheinlich alle holokrystalline Gesteine; eine Basis ist mit Sicherheit noch nirgends nachgewiesen worden, doch ist es nicht in Abrede zu stellen, daß in manchen Gesteinen secundäre Producte in Formen vorkommen, welche auf die ehemalige Anwesenheit solcher Basis hinzuweisen scheinen. Grobkörnige Gesteine sind ungemein selten, mittleres und feines, ja feinstes Korn (Mikrodiorit) sind gewöhnlich; dabei sind die Gesteine richtungslos körnig. Parallelstructur kommt zwar auch vor an den Rändern mancher Ablagerungen, wie sie sich ja auch an Gesteinen der vorhergehenden Familien, allein Alles, was man früher über schiefrige Diorite und Dioritschiefer ausgesagt hat, bezieht sich auf Gesteine, welche nicht zu den anogenen Dioriten gehören.

§ 12. Nur gewisse, später zu erwähnende Vorkommnisse weisen eine körnige Structur auf, welche sich der der Granite völlig an die Seite stellen läßt; in anderen Fällen zeigt sich eine entschiedene Neigung zu einer erst unter dem Mikroskope deutlich hervortretenden mikroporphyrischen Structur, indem zwischen etwas größeren, breit tafelförmigen Feldspäthen und dicken Amphibolen und Augiten noch ein etwas feiner körniges Feldspathgemenge von Hornblende, Glimmer u. s. w. durchwachsen, sich vorfindet. Auch in makroskopischem Maßstabe stellt sich diese Structur ein, porphyrische Arten bildend.

§ 13. Schon früher auf S. 20 wurde erwähnt, daß es unter den Dioriten ein Beispiel mit ausgezeichnet sphärischer Structur giebt; es ist das der aus Amphibol, einem stark pleochroitischen Pyroxen und Anorthit bestehende Kugeldiorit von Santa Lucia di Tallano bei Sartene auf Corsica; die Kugeln kommen hier aber nach *Reusch* auch nur in einem Bruche und nur in der Mitte der Ablagerung vor; sie bestehen

meist aus mehren concentrischen Schichten von Anorthit und an dunklen Mineralien reichen Massen, die auch den Kern zu bilden pflegen; letzterer hat körnige Structur, das Uebrige läßt deutlich radial strahlige Structur erkennen.

§ 14. Concretionen der dunklen Gemengtheile der Diorite sind sehr häufig und erreichen bisweilen bedeutende Dimensionen, so daß sie auch als basischere Schlieren der ganzen Masse aufgefaßt werden können.

4. Lagerung. § 15. Echte Diorite erscheinen zunächst als Theile größerer Granitablagerungen; aus hornblendehaltigen Graniten sowie aus hornblendefreien gehen durch allmähliches oder schnelles Abnehmen bis Verschwinden des Quarzes und Orthoklases Dioritarten hervor, die sich dann durch rein granitisch-körnige Structur auszuzeichnen pflegen; solche Diorite besitzen also eigentlich keine geognostische Selbständigkeit; sie sind Theile von Granitmassiven, an deren Rändern sie sich namentlich gern einstellen. Diese Diorite stimmen also im Alter und Lagerungsform ganz mit den Graniten überein; andere in ähnlicher Form auftretende Diorite dagegen besitzen völlige Selbständigkeit; sie erscheinen in Massiven wie die Granite, in mächtigen Gängen und Gangstöcken.

§ 16. Andere Vorkommnisse von Dioriten bilden schmälere Gänge; sie durchsetzen Granite, Syenite und geschichtete Gesteine; ihrem Alter nach reichen sie aus den ältesten Perioden hinauf bis mindestens in die Trias. Diese Diorite in Gängen weisen mehr die oben erwähnte, mikroskopisch erkennbare porphyrische Structur auf; indem sie auch meist ein feineres Korn besitzen, nähern sie sich bereits oft der Familie der Porphyrite.

§ 17. Man darf es nicht in Zweifel ziehen, daß Diorite auch in Form von Lagern erscheinen können, die dann also mit Gängen mehr oder minder in Zusammenhang stehen müssen, wenn derselbe auch nicht nachweisbar ist. Allein es muß hier darauf aufmerksam gemacht werden, daß bis in die neueste Zeit hinein eine große Menge von lagerartigen Vorkommnissen aus der archäischen Schichtenreihe nur deshalb als Diorit angeführt worden ist, weil sie der Hauptsache nach aus Plagioklas und Amphibol bestehen. Solche Gesteine erweisen sich aber durch Uebergänge in die geschichteten Nebengesteine, durch ihre mineralische Zusammensetzung und bisweilen auch durch ihre Structur als integrirende Theile der archäischen Schichtensysteme. Es kann nicht in Abrede gestellt werden, daß es uns an Beweisen mangelt, ob manche solche Gesteine nicht doch eruptiven Ursprunges seien; vergl. hierzu die Familie der Amphibolite unter den katogenen Gesteinen. Noch ist zu bemerken, daß in der Litteratur oft genug von Dioritgängen gesprochen wird, wo nur Lager in aufgerichteten archäischen Schichten vorliegen.

§ 18. Auch noch in anderer Hinsicht ist die Menge echter Diorite in neuerer Zeit stark beschränkt worden, indem sich viele früher hierher gerechnete Vorkommnisse als Diabase erwiesen haben. Man kann jetzt vielmehr mit großer Sicherheit behaupten, daß Diorite zu den relativ seltenen Eruptivgesteinen gehören, jedenfalls stehen sie an Massenhaftigkeit sowohl den saueren Graniten als den basischen Diabasen bei Weitem nach.

5. Genetisches. § 19. Es wird mehrfach angegeben, daß Diorite ganz ebensolche Contactmetamorphosen verursacht haben, wie die Granite, doch sind die meisten Vorkommnisse noch nicht so genügend untersucht worden, wie neuerdings der Diorit von Klausen in Tirol und seine Contactphänomene durch *Teller* und *John*. Dieser Diorit durchbricht Phyllite und dazu gehörige gneißartige Gesteine, in denen als Producte der Contactmetamorphose Turmalin, Pleonast, Korund, Andalusit, Biotit, Rutil, Zirkon und Granat entstanden sind: dieselben Mineralien wurden aber auch in dunklen dichten Schlieren des Diorites und seiner Abarten selbst gefunden, so daß hier der interessante Fall einer energischen endogenen Contactmetamorphose vorliegt. Man zieht zur Erklärung dieser Phänomene Emanationen von Dämpfen mit Bor- und Fluorgehalt herbei; die Metamorphose müßte aber noch vor Erstarrung der eruptiven Massen zum Abschluß gelangt sein.

6. Arten der Diorite. § 20. Wo immer nur Diorite in einem Gebiete in größerer Menge vorkommen, da zeigt sich ein häufiger Wechsel in der chemischen und mineralischen Zusammensetzung. Doch kann man folgende Arten unterscheiden, die meist nur in einzelnen Fällen geologische Selbständigkeit besitzen. Als eigentlicher Diorit ist dasjenige Gestein zu bezeichnen, dessen hauptsächlichste Gemengtheile Plagioklas und Hornblende sind. Der Feldspath der Diorite kann eine sehr verschiedene Basicität haben; die Anorthit-Diorite hat man wohl besonders als Corsit abgetrennt nach jenem Vorkommniß auf Corsica, das aber mit seiner sphärischen Structur ganz vereinzelt dasteht.

§ 21. Wie beim Granit Quarzfels und Glimmerfels als locale mit ihm zusammenhängende Vorkommnisse erwähnt wurden, so gehört bisweilen zum Diorit ein Hornblendefels; ein solches gangförmig auftretendes, aus drei verschiedenen Hornblendevarietäten bestehendes Gestein beschreibt *Cohen* aus dem Odenwalde.

§ 22. Quarzdiorit enthält Quarz in nicht unbeträchtlicher Menge als wesentlichen Gemengtheil; neben Hornblende erscheint fast stets auch Biotit. Ist die Menge des letzteren im Vergleich zu der der Hornblende bedeutend, so bezeichnet man das Gestein ausführlicher als Biotit führenden Quarzdiorit. Hierzu gehört das Tonalit genannte Gestein des Adamellostockes in Südtirol, welches bisweilen schiefrig wird und von einem ausgedehnten Hofe von Contact-Gesteinen (triassischen Alters zum Theil) umgeben ist; der Quarz des Tonalites zeichnet sich noch dadurch aus, daß er feinste dunkle Härchen und Nädelchen in Menge einschließt. Ein ganz ähnliches Gestein kommt im Yosemite-Thal in der californischen Sierra Nevada vor.

§ 23. Quarz-Glimmerdiorit steht sowohl seiner mineralischen Zusammensetzung als seiner Acidität nach (bis 70proc. SiO_2) dem Granit sehr nahe; nimmt ein solches Gestein nur geringen Raum ein neben anderen ähnlichen, so wird man sich aus praktisch geologischen Gründen bisweilen zu entscheiden haben, ob man es zum Granit oder zum Diorit rechnen will. Ueberhaupt möge hier die zusammenfassende Bemerkung Platz finden, daß die granitähnlichen Gesteine, welche wir nach mehr lithologischen Principien verschiedenen Familien zuzählen, vom rein geologischen Standpunkte durchaus zu einer untrennbaren Familie zusammengehören. Der Glimmerdiorit dagegen, welcher vorherrschend aus Plagioklas und Biotit besteht, und dem Quarz gänzlich fehlt, hängt geologisch meist mit den bei der nächsten Familie zu erwähnenden Kersantiten zusammen, wo seiner nochmals gedacht werden soll.

§ 24. Augitdiorit ist ein Gestein, das meist neben Hornblende und Glimmer, als regelmäßig vertheilter Gemengtheil auch noch Augit enthält, was auch von dem Quarz-Augitdiorit gilt. In solchen Gesteinen erscheint der Pyroxen bisweilen durch vollkommene orthopinakoidale Spaltbarkeit Diallag ähnlich. Höchst interessant sind die in dem bereits erwähnten Gebiete von Klausen aufgefundenen Diorite, welche, zum Theil neben Diallag und Biotit, rhombische Pyroxene und zwar

Enstatit oder Hypersthen enthalten und als „Norite“ aufgeführt wurden, welche Benennung aber besser vermieden wird. Eine quarzhaltige Varietät (mit 60—64proc. SiO_2) wird am besten als Quarz-Enstatitdiorit zu bezeichnen sein, während die quarzfreie mit ihrem immer noch hohen Kieselsäuregehalt (56proc.) als Enstatitdiorit aufzuführen ist.

§ 25. Der Dioritporphyr, ein holokrystallines nicht sehr feinkörniges Gestein mit porphyrischen Plagioklasen, Hornblenden oder Glimmern, besitzt wie es scheint nur geringe Verbreitung, z. B. zu Cossato bei Biella in Piemont, bei der Töll oberhalb Meran in Tirol.

§ 26. Als zu den Dioriten gehörig sind noch mehre mit Localnamen belegte Gesteinsvarietäten zu erwähnen. Die Epidiorite *W. v. Gümbel's*, im Fichtelgebirge und Frankenwald in schmalen Gängen im Cambrium und Untersilur auftretend, sind ausgezeichnet durch stets faserige Hornblende und einen beständigen Gehalt an Titaneisen; durch accessorischen röthlich braunen Augit nähern sie sich auch mineralisch wie schon chemisch den Diabasen, doch kommen auch quarzhaltige Varietäten vor. Hemithrène im Centralplateau Frankreichs gehört nach *v. Lasaulx* theils zum echten Diorit, theils zu den Amphiboliten. In der Bretagne durchsetzen Gänge von Kersanton das Silur; im wesentlichen ist dieses Gestein ein Quarz-Glimmerdiorit mit Hornblende und Augit, die meist schon stark zersetzt sind; der im Gestein ziemlich reichlich vorhandene Kalkspath ist zum Theil entschieden primär, wie dies von *Zirkel* zuerst erkannt wurde. Die als Banatit bezeichneten, cretaceische Schichten mit Contactmetamorphose durchbrechenden Gesteine des Banates sind zum Theil Diorite und Quarzdiorite.

VIII. Familie der Porphyrite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	61.97	16.27	7.49	—	2.71	1.38	2.55	4.04	3.45	Glv.
2.	56.85	16.70	5.92	7.13	3.25	5.97	2.78	1.91	0.54	Glv.
3.	55.06	10.40	3.58	5.66	8.06	5.50	0.50	1.97	3.02	
4.	54.94	7.69	9.58	4.37	3.03	5.11	2.47	4.03	1.49	
5.	54.90	16.32	6.52	5.81	1.56	6.80	3.87	1.61	2.47	Glv.
6.	54.74	16.86	7.78	—	3.45	4.28	2.64	4.03	1.47	Glv.
7.	49.16	14.17	4.62	6.60	7.01	6.45	4.61	2.23	4.22	Glv.

1. Feldspathporphyrit von Ilfeld im Harz, mit MnO 0.07. **2.** Enstatitporphyrit von Verdings bei Klausen in Tirol, mit TiO_2 1.56; P_2O_5 0.27; CO_2 2.60. **3.** Kersantit mit porphyrischem Quarz aus dem kleinen Trogthal im Oberharz, mit TiO_2 0.20; P_2O_5 0.64; CO_2 3.75; Cr_2O_3 0.05; MnO 0.42; S 0.12; **4.** Kersantit von Adolfseck bei Langenschwalbach in Nassau mit P_2O_5 0.91; CO_2 4.32; MnO 1.53; und Spuren von S, Fl, Cl, Cu, Ni. **5.** Suldenit (Feldspath-Hornblendeporphyrit) vom Suldenferner in Tirol. **6.** Glimmerporphyrit von Oehrenstock bei Ilmenau in Thüringen. **7.** Glimmerdiorit ähnlicher Kersantit vom Bruch Bärenstein bei Lehesten in Thüringen, mit TiO_2 0.42 und Spuren von P_2O_5 und S.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die Porphyrite enthalten neben den entschieden vorherrschenden Plagioklasen in vielen Fällen auch Orthoklas, wenngleich die Erkennung desselben mit besonderen Schwierigkeiten verbunden zu sein pflegt. Wo die dem unbewaffneten Auge äußerst feinkörnig oder dicht erscheinende Grundmasse unter dem Mikroskope

sich als holo- und phanerokrystallin erweist, zeigen die Orthoklase die Form von Körnern mit rundlichen oder nahezu quadratischen Querschnitten oder breite, einfach verzwillingte Leisten oder ganz unregelmäßige Körner ohne eigene Form. In anderen Fällen verbirgt sich der Orthoklas mehr zwischen den Plagioklasen; es ist auch nicht außer Acht zu lassen, daß der Kaligehalt der Gesteine in den Glimmern und Plagioklasen enthalten sein kann, so daß Orthoklase wirklich gänzlich fehlen.

§ 3. Von den Plagioklasen treten in den Porphyriten gewiß mehre Varietäten auf, und zwar ist es nicht unwahrscheinlich, daß in vielen Fällen die porphyrischen Krystalle eine andere Zusammensetzung haben, als die meist in Leistenform in der Grundmasse steckenden. Durch verschiedene Auslöschungsschiefen in den Theilen oder Schichten einzelner Individuen wird ferner eine ungleichförmige chemische Zusammensetzung der Plagioklase angedeutet. Sind die Feldspäthe alle xenomorph ausgebildet, so erschwert dies auch noch die Unterscheidung der Orthoklase von den Plagioklasen. Letztere sind nur selten nach mehren Gesetzen zugleich verzwillingt, weisen auch oft nur wenig Lamellen auf; in den leistenförmigen Plagioklasen der Grundmasse sieht man häufig drei Lamellen. Aggregate etwas größerer Plagioklase erscheinen bisweilen porphyrisch. In manchen Gesteinen ist die Größe der Feldspäthe eine sehr geringe, so daß Mikrolithen und Körnchen einen wahren Filz bilden, in dem eine nähere Unterscheidung der Feldspäthe ganz unmöglich ist.

§ 4. Von den farbigen Silicaten ist zunächst der Biotit zu erwähnen. Schwarze Krystalle desselben sind in sehr vielen Fällen porphyrisch; im durchfallenden Lichte im Dünnschliff weisen sie alle gelbe bis dunkelbraune Farbe auf. Einige neuere Untersuchungen geben an, daß neben dem gewöhnlicheren Biotit auch Anomit vorkommt, doch fehlt es noch an weiteren Verfolgungen dieses Unterschiedes. Der dunkele Magnesiaglimmer zeigt in verschiedenen Porphyritarten besondere Eigenthümlichkeiten. Manchmal sind alle porphyrischen Biotite von einem dichten Rande schwarzer Körnchen umgeben; andere Glimmer sind im Centrum heller und haben einen intensiver gefärbten Rand. Erstere fallen zum Theil der Zersetzung leicht anheim, während die letzteren bisweilen auffällig gut allen Einflüssen der Atmosphärilien Widerstand leisten. Glimmer der letzteren Art sind ferner meist dünner als die der ersteren und nicht selten ausgezackt und zerlappt, oder sie stellen gar auch Aggregate winziger, gleich orientirter Schüppchen dar. Neben den größeren porphyrischen Glimmern finden sich öfters auch winzige Blättchen in der Grundmasse reichlich vertheilt.

§ 5. Die schwarzen Hornblenden der Porphyrite weisen im Dünnschliff ausnahmslos braune Farbentöne auf. Porphyrisch erscheinen größere compacte Individuen mit guter Krystallform oder auch eigenthümlich abgerundet; nadelförmige und dicke Krystalle wechseln mit einander. Die porphyrischen Amphibole sind bisweilen von einem Rande dunkler Körnchen umgeben, ebenso wie die Glimmer, eine Erscheinung, welche bei den Andesiten ausführlicher zu erwähnen ist. In der Grund-

masse kommt der Amphibol auch vor, doch sinkt er wohl nie zu sehr kleinen Formen herab. Manche Hornblenden unterliegen sehr leicht der Zersetzung, so daß von ihrer Substanz nichts übrig bleibt; nach ihrer Form und den Zersetzungsproducten sind aber diese Pseudomorphosen leicht von denen anderer, gleichfalls gänzlich zersetzter Mineralien zu unterscheiden.

§ 6. Von Pyroxenen sind sehr weit verbreitet im Schliff ganz blaßgrünliche Augite, seltener sind Enstatit und Bronzit. Die Augite weisen in den meisten Fällen Krystallform auf, sie erscheinen in den hierher zu rechnenden Gesteinen nicht in winzigen Individuen in der Grundmasse, aber auch nur selten großporphyrisch. Braune Oktaeder von sehr geringen Dimensionen sind in den Augiten einiger Gesteine nachgewiesen worden, wahrscheinlich sind sie Chromit. Der Augit erliegt der Umwandlung sehr leicht; besonders zu erwähnen ist seine Umwandlung in Uralit oder in ein unregelmäßiges Aggregat von Strahlsteinnadeln, die wohl auch in die in Zersetzung begriffenen Feldspäthe hineinwachsen.

§ 7. Der Quarz ist ein seltenerer Gemengtheil der Porphyrite als primärer Gemengtheil, er hat dann oft gute Form; dagegen scheint er in kleinen Aggregaten als secundärer Gemengtheil eine nicht unbedeutende Verbreitung zu besitzen. Doch ist zu erwähnen, daß auch Chalcedon secundär erscheint, der manchmal eine ähnliche Polarisation aufweisen kann, wie Quarzaggregate. Auf Hohlräumen ist ferner in einigen Porphyriten Tridymit gefunden worden.

§ 8. Apatit ist in den meisten Gesteinen nachweisbar in hellen, kurzen oder langen Säulen, oder in Krystallen, welche durch am Rande oder umgekehrt gerade im Centrum angehäufte winzige Gebilde bräunlich erscheinen. Zirkon ist nachgewiesen worden; Granat tritt bisweilen in größeren Körnern auf. Olivin wird aus einigen Porphyriten angeführt, doch rechnet man solche Gesteine meist besser zur Familie der Melaphyre.

§ 9. Als titanhaltige Mineralien erscheinen selten Titanit und Titaneisen, zu welchem letzteren vielleicht auch die in zersetzten Gesteinen nicht seltenen weißen, impelluciden Körnchen gehören. Titanhaltig ist aber bisweilen auch der Glimmer, aus dem sich dann bei der Zersetzung lange Nadeln von Rutil (?) bilden. Magnetit, z. Th. titanhaltig, findet sich in den meisten frischen Porphyriten; in mehr oder minder zersetzten stellt sich oft in sehr großer Menge Ferrit ein, d. h. Eisenoxyd und Eisenhydroxyde, in feiner Vertheilung das ganze Gestein braunroth bis braunschwarz färbend.

§ 10. Andere Zersetzungsproducte sind namentlich Kalkspath oder andere Carbonate, Chlorit, letzterem nahestehende fast farblose, blätterige Massen, Epidot und Kaolin, welcher bisweilen in Pseudomorphosen nach Feldspath erscheint.

§ 11. Außer diesen Mineralien finden sich in manchen Porphyriten noch eine mineralogisch unbestimmbare Basis, Glas, welches auch in Einschlüssen in einigen Gemengtheilen mehrmals beobachtet wurde, dann

entglaste Massen, Mikrofelsit und sphärulitisch struirte felsitartige Masse.

3. Structur. § 12. Die Porphyrite sind nur selten homogene Massen ohne porphyrische Krystalle; als solche erscheinen Feldspäthe, Hornblende, Biotit, sehr selten Quarz, einzeln oder mehre zugleich. Die Grundmasse, von dunkelgrauer bis rothbrauner und schwarzer Farbe, erweist sich unter dem Mikroskope sehr oft als holokrystallin; sind Feldspäthe in Leistenform darin vorhanden, so zeigt sich bisweilen Mikrofluctuationsstructur. Grundmassen, welche schwer auflösbar sind, woran allerdings zum Theil die beginnende Verwitterung Schuld ist, bilden den Uebergang zu denjenigen, in welchen glasige Basis, Mikrofelsit u. s. w. in nicht geringer Menge vorhanden sind. Man rechnet selbst einige Gesteine mit hyalinem Habitus hierher, welche dann also einen Porphyrit-Pechstein darstellen; entscheidend kann in solchen Fällen nur die chemische Zusammensetzung, nicht die Art der porphyrischen Krystalle sein. Einige Porphyrite weisen auch poröse und Mandelstein-Structur auf, doch bleibt es zweifelhaft, ob dieselben nicht besser zu der Familie der Melaphyre gerechnet würden.

4. Lagerung. § 13. Die Porphyrite bilden häufig wie die ihnen verwandten Felsitporphyre Decken und Lager; es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch stromartige Lagerungsform vorkommt. Ferner erscheinen Porphyrite in Gängen. Hier ist es nun beachtenswerth, daß eine gewisse, als Kersantite zu unterscheidende Gruppe der Porphyrite fast nur in verhältnißmäßig schmalen Gängen ($^1/_2$ bis 3 m mächtig), kaum je in Lagern auftritt; diese Gänge finden sich überdies meist in größerer Anzahl in einem Gebiete zusammen. Was ihr Alter anbetrifft, so sind sie in bestimmbaren Fällen als jünger als der Culm erkannt worden. Die eigentlichen Porphyrite, häufiger in Lagern als in Gängen erscheinend, erumpirten hauptsächlich von kurz vor Beginn der productiven Kohlenformation bis in die triasische Periode hinein; letzteres Alter haben mehrfach Porphyrite Tirols.

§ 14. Von Absonderungsformen sind zu erwähnen die säulenförmige, welche an Lagern bisweilen vorzüglich ausgebildet ist und die kugelige, welche namentlich die Kersantitgänge befällt; hier kommt aber die Absonderung entschieden erst mit der Verwitterung am Ausgehenden der Gänge zum Vorschein; je näher zum Ausgehenden, desto kleiner sind die Kugeln und desto dünner die Schalen, die sich von ihnen ablösen lassen.

5. Uebergänge. § 15. Alle Porphyrite zeigen Uebergänge sowohl in sauerere als in basischere Gesteine; es ist mehrfach nachgewiesen worden, daß größere Decken von Porphyrit an ihren äußersten Enden verschiedene Acidität besitzen, so z. B. die Porphyrite zwischen Willsdruff und Potschappel bei Dresden. Die Porphyrite mit höherem Kieselsäuregehalt nähern sich in ihrer chemischen und mineralischen Zusammensetzung, in Bezug auf letztere auch structurell, den Felsitporphyren. Es wurde oben darauf aufmerksam gemacht, daß Quarz-Glimmerdiorite den Graniten sehr nahe stehen; in der porphyrischen Ausbildungsweise dieser Magmen ist aber ein Unterschied kaum zu finden, und es empfiehlt

sich deshalb, die sonst wohl als Quarz-Glimmerporphyrite bezeichneten Gesteine einfach zu den Felsitporphyren zu rechnen und Porphyrit nur Gesteine ohne irgendwie bedeutenden oder auffälligen Quarzgehalt zu nennen. Es mag nochmals erwähnt werden, daß sich dann unter den Porphyriten auch manche Gesteine verbergen mögen, welche eigentlich eine porphyrische Ausbildung eines syenitischen Magmas darstellen. Andererseits stehen manche Porphyrite vom chemischen Typus der Diorite in naher Beziehung zu den ihnen in Vielem sehr ähnlichen Porphyriten vom chemischen Typus der Diabase, von denen manche Vorkommnisse nur nach eingehendster Prüfung zu sondern sind.

§ 16. Auch die besondere Gruppe der Kersantite zeigt Uebergänge einerseits in Minette, andererseits in die später zu erwähnenden Olivinkersantite; alle diese Gesteine haben das Gemeinsame, daß sie fast nur in schmalen Gängen in den älteren Formationen auftreten, daß sie mit ähnlich aussehenden, gleichmäßig körnigen Gesteinen zusammen vorkommen, daß die dunklen Glimmer in reichlicher Menge und augenfälliger Weise in dünnen Blättchen, deren Rand oft dunkler als das Centrum ist, und die der Verwitterung nur schwierig anheimfallen, vorhanden sind, daß sie sehr häufig Augit, der aber nicht porphyrisch auftritt, enthalten, und daß sie in den meisten Fällen holokrystalline Gesteine sind mit mikrophanerokrystalliner Grundmasse. *C. W. von Gümbel* hat deshalb recht passend alle diese Gesteine unter dem gemeinschaftlichen Namen der Lamprophyre zusammengefaßt, ein Name, der eine rein geologisch recht gut charakterisirte Gesteinsfamilie umfaßt.

6. Arten der Porphyrite. § 17. Von den Lamprophyren gehören hierher die Kersantite; es sind dies dunkle Gesteine, in denen der porphyrische Glimmer stark hervortritt und nur selten als in der Grundmasse in winzigen Schüppchen enthalten makroskopisch nicht sichtbar ist. Alle Eigenschaften der Kersantite haben auch Gesteine, die wegen ihrer sonst rein körnigen Zusammensetzung eher zu den Glimmerdioriten gehören. Orthoklas kommt in entschieden zu dieser Familie gehörigen Gesteinen oft vor, zum Theil sogar porphyrisch in großen Krystallen. Augit (zum Theil mit Chromit) findet sich in fast allen Vorkommnissen in wechselnder Menge. Hornblende in Prismen, bisweilen büschelförmige Gruppen bildend, und in Körnern erscheint nicht in allen Kersantiten, wonach sich vielleicht noch Hornblendekersantite unterscheiden lassen. Quarz ist nur selten und dann porphyrisch gefunden worden. Primärer Kalkspath wurde in einigen sächsischen Gesteinen nachgewiesen. In der Gangmitte sind die Gesteine bisweilen großkörniger als an den Saalbändern, wo sich selten auch sphärulitische Structur ohne deutliche Individualisirung der Masse (etwa Felsosphärite) einstellt. Neben diesen endogenen Contactphänomenen giebt sich eine geringe exogene Einwirkung auf das Nebengestein zu erkennen. Im sächsischen Erzgebirge, im Fichtelgebirge und im Frankenwalde sind die Kersantite ziemlich häufig.

§ 18. Die eigentlichen Porphyrite sind in Deutschland in der Gegend von Meissen und Dresden, von Ilfeld am Harz, Ilmenau in Thüringen, im Saar-Nahe-Gebiet ziemlich verbreitet. Nach den porphyrischen Gemengtheilen kann man Feldspathporphyrite, Hornblendeporphyrite und Glimmerporphyrite unterscheiden; durch Combinirung dieser Namen kann man dann auch Gesteine mit mehren porphyrischen Gemengtheilen näher bezeichnen. Die Enstatitporphyrite der Gegend von Klausen in Tirol, aus den Cheviot Hills in England gehören auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung ebenfalls hierher als porphyrische Aequivalente der Enstatitdiorite.

§ 19. Zu den Porphyriten gehören in einigen Gegenden entschieden auch Porphyrit-Tuffe, welche sich außer durch das Fehlen des Quarzes von den

Felsittuffen wenig unterscheiden; auch ist ihre klastische Natur unter dem Mikroskope nur schwierig zu erkennen, leichter noch in conglomeratischen Tuffen. Auch Porphyrit-Conglomerate, welche vulkanischen Auswürflingsmassen gar sehr ähneln, sind beschrieben. Hierdurch, durch die Verbindung mit Tuffen sowie durch die Lagerungsformen geben sich die Porphyrite als echt eruptive Gesteine zu erkennen.

§ 20. Mit besonderen Namen belegte Porphyrite sind die Ortlerite und Suldenite im Quellgebiet des Etsch in Tirol. Erstere sind Gesteine mit 48—54 proc. SiO_2, mit überwiegender Grundmasse von schwarzgrüner bis graulichgrüner Farbe, mit porphyrischer Hornblende; letztere sind Gesteine mit 54—62 proc. SiO_2, mit mäßig überwiegender Grundmasse von licht- bis dunkelgrauer Farbe, mit porphyrischen Hornblenden und Plagioklasen. Zu den Porphyriten mit schönen porphyrischen röthlichen Feldspäthen und schwarzen Hornblenden gehört auch der Porfido rosso antico, der porphyrites der Römer, der am Gebel Duchân in Aegypten gebrochen wurde.

IX. Familie der Andesite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1. Wenngleich die mineralische Zusammensetzung der Andesite nicht besonders großen Schwankungen unterworfen ist, so ist doch die Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung einzelner hierher gehöriger Gesteinsgruppen um so größer; die Andesite sind eben auch Gesteine von einer mittleren chemischen Zusammensetzung, die aber in so weiten Grenzen schwankt, daß nach ihr allein manche Andesite zu anderen sauerern oder basischeren Gesteinen gerechnet werden würden. Die ähnliche mineralische Zusammensetzung verbindet diese Gesteine, die aber auch wieder durch ihre Structur weit von einander verschieden sind.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	66.32	14.33	5.53	0.25	2.45	4.64	3.90	1.61	1.13	Glv.
2.	63.30	15.52	5.82		1.66	4.00	5.14	1.43	2.17	Glv.
3.	60.55	17.43	3.07	2.54	2.65	3.87	3.39	4.46	2.23	
4.	59.87	22.52	0.32	2.52	0.46	2.50	5.78	4.42	2.24	
5.	59.22	13.59	5.55	4.03	1.66	5.13	5.31	4.64	1.25	
6.	58.42	17.64	5.66	4.00	2.54	4.50	4.44	2.52	0.42	
7.	56.19	16.12	4.92	4.43	4.60	7.00	2.96	2.37	1.03	
8.	48.02	16.92	11.63	4.70	1.45	8.58	3.29	—	1.78	

1. Dacit von Kis Sebes in Siebenbürgen. 2. Hypersthenandesit-Asche von Krakatau, gefallen zu Batavia am 27. Aug. 1883, mit TiO_2 1.08; MnO 0.23. 3. Propylit aus dem Storm Cañon, Fish Creck Mts. Nevada, U. S. A., mit Spuren von CO_2 und Li_2O. 4. Hornblendeandesit von Wölferlingen im Westerwald, mit P_2O_5 0.30; MnO 0.13 und Spuren von Cl, SO_3, BaO, SrO, Li_2O. 5. Hornblendeandesit vom Stenzelberg im Siebengebirge. 6. Augitandesit vom Krater des Vulkanes von Taal auf Süd-Luzon, mit TiO_2 0,31; MnO 0,48. 7. Hypersthenandesit von den Buffalo Peaks in Colorado, U. S. A., mit P_2O_5 0.27; Cl 0.02; MnO Spur. 8. Hornblendeandesit (sog. Isenit) vom Sengelberg bei Salz in Nassau, mit TiO_2 0.15; P_2O_5 1.55; SO_3 0.56; MnO 2.44; Cl 0.53.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die Feldspäthe der Andesite

sind vorzugsweise Plagioklase; da sie öfters in größeren Individuen porphyrisch vorkommen, so sind sie auch mehrfach chemisch untersucht worden; die optische Prüfung hat ferner die Kenntniß derselben erweitert. Wahrscheinlich kommen in Andesiten alle Plagioklase vom Albit bis zum Labrador einschließlich vor, und zwar sollen die zuerst ausgeschiedenen Plagioklase die kalkreicheren sein. Sehr oft sind die Plagioklase zonal aufgebaut, und die einzelnen Zonen weisen verschiedene Auslöschungsschiefe auf. Bisweilen verändert sich die Auslöschungsschiefe vom Centrum gegen den Rand hin ganz gleichmäßig, so daß einzelne Zonen nicht unterscheidbar sind; da die Auslöschungsschiefe nach außen zu abzunehmen pflegt, so sind die Feldspäthe in der Mitte basischer als am Rande. Dies stimmt gut mit der Angabe über den Unterschied zwischen den zuerst ausgeschiedenen Plagioklasen, d. s. die porphyrischen, und denen der Grundmasse. Doch darf man solche in einzelnen Fällen erhaltenen Resultate wohl nicht ohne Weiteres verallgemeinern; es mögen auch die Feldspäthe in verschieden saueren Gesteinen eine verschiedene Zusammensetzung haben.

§ 3. Zwillingsbildungen nach mehren Gesetzen sind nicht selten, doch weisen auch oft, namentlich die kleineren Individuen gar keine Zwillingslamellen auf; die Unterscheidung solcher Plagioklase von dem bisweilen entschieden vorhandenen Sanidin ist deshalb eine besonders schwierige und meist nur auf Grund genauester optischer und etwa mikrochemischer Prüfung möglich. Sonst zeichnen sich die Sanidine weder durch Einschlüsse noch durch allgemeine Formverhältnisse aus.

§ 4. Flüssigkeitseinschlüsse sind in einigen Fällen mit Sicherheit in den Feldspäthen nachgewiesen worden. Ungleich häufiger sind Glaseinschlüsse, die entweder rundliche Form haben oder sich der Grundform der Feldspäthe nähern, letzteres namentlich, wenn sie zonal angeordnet sind. Auch dünne Glaslamellen kommen in den Feldspäthen vor. Bisweilen sind diese so reich an Glaseinschlüssen, daß sie nur ein Netzwerk bilden, dessen Maschen von Glas erfüllt sind. Einlagerungen von Apatit, Magnetit, Augit u. s. w. sind verhältnißmäßig nur sehr spärlich vorhanden, dagegen sind Hornblende-Mikrolithen in den Feldspäthen der Propylit genannten Varietäten in großer Menge eingelagert.

§ 5. Der Amphibol kommt in den Andesiten in zwei von einander scharf geschiedenen Varietäten vor: die eine ist im Schliff mit brauner Farbe, die andere mit grüner durchsichtig. Letztere nähert sich sehr der in den Dioriten auftretenden, sie ist bisweilen faserig oder gar aus Mikrolithen aufgebaut; kleine Individuen stecken in großer Anzahl in der Grundmasse der diese grüne Hornblende führenden Gesteine. In einigen Vorkommnissen stellt sich neben der grünen Hornblende auch braune ein, die in sehr vielen anderen Gesteinen allein erscheint. Die braune Hornblende kommt nur ganz ausnahmsweise in kleinen Individuen in der Grundmasse vor; meist sind es größere, oft porphyrische Krystalle von scharfer oder abgerundeter Krystallform, von compacter Structur mit guter Spaltbarkeit; Zwillingsbildungen kommen vor, auch zonaler Aufbau.

§ 6. Glaseinschlüsse sind in geringer Menge in brauner Hornblende oft nachweisbar; bisweilen bilden aber auch die Hornblenden gleichsam nur ein grobes Netzwerk, das Theile der Grundmasse oder reine Glasfetzen umschließt. Zerbrochene Hornblenden weisen wie ebenfalls vorkommende zerbrochene Feldspäthe auf Bewegungen im Magma hin. Als Pseudohornblenden hat man in nicht ganz zutreffender Weise Aggregate namentlich von kleinen Augiten bezeichnet, die einen Kern oder eine Hülle von brauner Hornblende besitzen, die der ganzen Masse die Form verleiht. Manche Hornblenden enthalten Opacite in geringer Menge eingelagert, andere strotzen davon so, daß man fast nur an der Form des ganzen Gebildes die Hornblende erkennen kann.

§ 7. Besonders wichtig ist nun aber der dunkle Rand von Opacit resp. Magnetit, welchen in manchen Gesteinen alle Individuen von brauner Hornblende besitzen. Bisweilen kann man die einzelnen Opacite unterscheiden; sie werden gegen die äußere Grenze hin größer und lassen manchmal eine Beimischung von Augitmikrolithen erkennen. In den meisten Fällen liegen die Opacite so gedrängt, daß sie nicht einzeln unterscheidbar sind; sie bilden einen opaken, gegen die Hornblende-Substanz oft ganz scharf absetzenden Rand um letztere. Grüne Hornblenden haben nie einen Opacitrand, braune bisweilen auch nicht. Zu beachten ist es noch, daß an den Stellen, wo die Hornblenden mit größeren Feldspäthen verwachsen sind, der Opacitrand gänzlich fehlt, auch wenn er an der übrigen Grenze sehr breit ist.

§ 8. Der dunkle Opacitrand, der auch die Glimmer, und wie erwähnt auch die Hornblenden und Glimmer der Porphyrite und anderer Gesteine öfters umgiebt, wird gedeutet als eine Beeinflussung bezw. Veränderung der früher ausgeschiedenen Hornblenden durch das übrige Magma während der Erstarrung. *Lagorio*, *Oebbecke* und *Becker* haben diese Erscheinung experimentell nachgemacht durch starkes Erhitzen von größeren Hornblende-, Biotit- oder Augitstücken oder Einlegen derselben in geschmolzene oder nur erweichte Andesite und Basalte. Stets erhalten die Hornblenden einen dunkeln Rand, oder sie werden ganz opak, wie es mit den Glimmern immer geschieht, während die Augite entweder abschmelzen oder nur etwas dunkler gefärbt werden. Die zuerst von *Zirkel* gegebene Erklärung des Opacitsandes durch kaustische Einwirkung scheint durch diese Versuche bestätigt zu werden; im natürlichen Gestein wird vielleicht durch plötzlichen Uebergang der Grundmasse in festen Aggregatzustand die für diese kaustische Einwirkung nöthige Wärme geliefert. Der Opacitrand ist entweder ein vielleicht amorphes Silicat oder eine durch Ausscheidung zahlloser winzigster Magnetite gefärbte Mineralmasse.

§ 9. Aehnlich wie die braune Hornblende verhält sich auch der dunkle Biotit der Andesite; auch er erscheint fast nie in winzigen Schüppchen in der Grundmasse. Er nimmt leichter als Hornblende bei der ursprünglichen Bildung Magnetite auf, weist aber oft ebenfalls den Opacitrand auf.

§ 10. Eine andere Rolle als Hornblende und Glimmer spielen

in den Andesiten die **Augite**. Zunächt zeigen sie nie einen Opacitrand; dann erscheinen sie sehr oft in winzigen Säulchen, Nädelchen und Körnchen, aber noch deutlich erkennbar und bestimmbar, in der Grundmasse, neben oder ohne größere porphyrische Individuen. Die größeren Augite behaupten auch in den Andesiten ihre Neigung automorph aufzutreten.

§ 11. Die Augite sind meist ziemlich licht grünlichbräunlich gegefärbt, doch kommen auch etwas intensiver gefärbte vor, die dann bisweilen einen ziemlich starken Pleochroismus zur Schau tragen. Außer diesen dunkeln monoklinen Pyroxenen kommen aber auch noch dunkele, stark pleochroitische, rhombische Pyroxene vor, die mehrfach durch chemische Analyse nach ihrer Isolirung als **Hypersthen** erkannt worden sind. Diese Hypersthene unterscheiden sich formal und physikalisch sonst weiter nicht von den monoklinen Augiten, außer daß sie natürlich stets gerade auslöschen. — Glaseinschlüsse sind in den Pyroxenen weit verbreitet, bisweilen sollen auch Flüssigkeitseinschlüsse vorkommen.

§ 12. Andesite mit hohem Gehalt an Kieselsäure führen bisweilen **Quarz**; derselbe erscheint vorzugsweise in einzelnen ziemlich gut ausgebildeten Pyramiden, seltener ist er in kleinen Körnern in der Grundmasse verbreitet. Die Substanz des Quarzes ist meist sehr rein, oft aber von zahlreichen Sprüngen durchsetzt. In einzelnen Fällen ist eine ungeheure Menge von Dampfporen im Quarz beobachtet worden, gewöhnlich enthält er Glaseinschlüsse und auch Flüssigkeitseinschlüsse, und zwar bald nur Einschlüsse einer Art, bald beiderlei. **Tridymit** findet sich mehrfach in Hohlräumen, seltener in einzelnen Gruppen in der Grundmasse.

§ 13. **Magnetit** und **Apatit** sind allgemein verbreitet; in Bezug auf letzteren ist erwähnenswerth, daß sowohl farblose als gefärbte und mit Staub (vielleicht Poren) erfüllte Individuen vorkommen. Dabei zeigt es sich bisweilen, daß die als Einschlüsse erscheinenden Apatite farblos sind, die dickeren in der Grundmasse liegenden gefärbt; so in dem an Apatit sehr reichen Gestein vom Sengelberg bei Salz, das in Folge einer falschen Deutung der Apatite mit besonderem Namen, **Isenit**, belegt wurde. **Titanit** ist in den Andesiten weit verbreitet, **Titaneisen** kommt auch vor. **Eisenkies**, **Olivin** und **Hauyn** dagegen sind nur seltene Gemengtheile.

§ 14. Von secundären Gemengtheilen verdient der **Epidot** besondere Erwähnung. Die grüne Hornblende zeigt große Neigung zur Epidotisirung; es siedelt sich der neugebildete Epidot in kleinen Körnchen auch in den zersetzten Plagioklasen an und überall in der Grundmasse, weil in den betreffenden Gesteinen grüne Hornblende-Mikrolithen ja auch überall vorhanden sind. Viridit, Eisenglanz, Ferrit, Kalkspath, kieselige und thonige Substanzen sind andere Zersetzungsproducte.

§ 15. **Nicht oder wenig individualisirte Masse**, amorph glasig, mikrofelsitisch u. s. w., ist als Basis oder als Grundmasse in vielen Andesiten vorhanden; bisweilen scheint sie recht reich an Kiesel-

säure zu sein, wenn die Bauschanalyse einen hohen Procentsatz daran aufweist, ohne daß Quarz oder Tridymit ausgeschieden ist.

3. Structur. § 16. Holokrytalline Structur ist bei den Andesiten nicht selten, doch kommt ein verhältnißmäßig grobes, gleichmäßiges Korn wohl nur ausnahmsweise vor. Weitaus die meisten Andesite haben porphyrische Structur mit Einsprenglingen von Feldspäthen, Hornblenden, Glimmern und Augiten, die aber im Allgemeinen die Individuen der Grundmasse nicht allzu sehr an Größe zu übertreffen pflegen. Die porphyrischen Feldspäthe weisen meist ziemlich dicke, nach der Brachydiagonale gestreckte säulenförmige Gestalt auf; Zwillingsbildungen nach mehren Gesetzen sind beobachtet worden. In der Grundmasse erscheinen die Feldspäthe im Schliff meistens in Leistenform, doch bisweilen auch als Körner.

§ 17. In vielen Andesiten steckt zwischen den Feldspäthen und anderen Gemengtheilen der Grundmasse eine glasige Basis, seltener in dünnen Häuten, häufiger in kleinen Partien, in einem von Krystallen übrig gelassenen Raum. Die Basis ist bisweilen rein glasig und dabei manchmal fast farblos, während die Substanz der Glaseinschlüsse in den Mineralien intensiv gefärbt ist; beide Glasarten werden wohl gemäß ihrer geringen Altersverschiedenheit eine verschiedene Zusammensetzung haben. In anderen Fällen ist die Basis entglast durch allerlei Ausscheidungen, unter denen aber Globulite selten sind. Diese geringen Reste einer Basis unterliegen sehr leicht der Zersetzung zu einer Aggregatpolarisation zeigenden äußerst feinkörnigen oder feinschuppigen Masse. In irgendwie dickeren Präparaten wird man nicht im Stande sein, diese Dinge zu erkennen, und man kann dadurch verleitet werden, dieser Basis eine mikrofelsitische Structur zuzuschreiben. Doch kommt solche Structur auch wirklich vor, namentlich dann, wenn die reichlich vorhandene Grundmasse des Gesteines einen Habitus zeigt, welcher im Ganzen dem der lithoidischen Liparite ähnelt: es besitzen nämlich einige sehr sauere Andesite in manchen Fällen einen völlig rhyolithischen Habitus. Andere Andesite sind sehr reich an glasiger und entglaster Basis, so daß diese das ganze Gestein gleichsam dermaßen durchtränkt, daß die krystallinen Elemente in ihr suspendirt erscheinen. Auch vorherrschend glasige Ausbildung der Grundmasse findet sich. Sphärulite und perlitische Sprünge sind in Andesiten ebenfalls beobachtet worden, sie sind jedoch selten.

§ 18. In vielen Fällen ist in sonst massigen Gesteinen die vorherrschend krystallin entwickelte Grundmasse etwas porös; wie in chemischer und mineralischer Zusammensetzung, so bilden auch ihrem ganzen Habitus nach die Andesite eine Mittelstufe zwischen Trachyt und Dolerit und Basalt; mit Rücksicht hierauf war früher der Name Trachydolerit für viele hierher gehörige Gesteine gebräuchlich.

4. Lagerung. § 19. Die Andesite erscheinen in denselben Lagerungsformen, wie die Trachyte, also in Strömen, Decken, Lagern und Kuppen und anderseits in Gängen; ihrem Alter nach gehören sie den Perioden vom Beginn des Tertiärs bis zur Gegenwart an. Merkwürdigerweise scheinen die ältesten Andesite einen ganz besonderen, den Dioriten und

Porphyriten sich nähernden Habitus zu besitzen, welcher sie als besondere Varietäten zu unterscheiden uns veranlaßt. *F. v. Richthofen* nannte diese Gesteine Propylite, weil sie gleichsam vor den Thoren der Epoche jüngerer Eruptivgesteine erscheinen.

Ueber die Absonderungsformen der Andesite ist etwas Besonderes nicht zu erwähnen; sie schließen sich hierin mehr an die Trachyte als an die Basalte an.

5. Arten der Andesite. § 20. Die in ihrem ganzen Habitus weit von einander abweichenden Gesteine der Familie der Andesite lassen sich in mehre Gruppen eintheilen. Amphibol und Glimmer sind in vielen Andesiten die den Habitus der ganzen Masse bedingenden Gemengtheile, wenngleich sie der Grundmasse in kleinen Individuen nicht beigemengt sind. Diese beiden Mineralien erscheinen in den meisten Fällen in wechselnder Menge zugleich, bisweilen aber auch einzeln; am seltensten tritt der Glimmer allein auf, und solche Gesteine können dann als Glimmerandesite bezeichnet werden, im Unterschiede von den (meist auch Glimmer führenden) Hornblendeandesiten. Letztere besitzen meist holokrystalline Structur oder führen eine geringe Beimengung von Basis. Plagioklas, Hornblende und Glimmer treten porphyrisch auf; die Grundmasse enthält sehr oft eine große Menge kleiner Augite, die jedoch auch in größeren Individuen nicht fehlen; Feldspäthe, Magnetit, Titanit, Apatit sind die übrigen krystallinen Gemengtheile der Grundmasse.

§ 21. Durch einen Gehalt an Hauyn zeichnen sich einige von *Sauer* näher beschriebene, Hornblende und Augit führende Andesite von den canarischen Inseln aus, die als Hauyn führende Andesite einer besonderen Unterscheidung würdig sind.

§ 22. In manchen Amphibol- und Glimmerandesiten gewahrt man vereinzelte Körner von Quarz, die aber den Eindruck, den das Gestein macht, nicht weiter zu ändern im Stande sind. Sind jedoch die Quarze reichlicher vorhanden, ist also das Gestein überhaupt sehr reich an Kieselsäure, so bedarf es einer besonderen Benennung. Hierzu kommt noch, daß einige solche kieselsäurereiche Gesteine bisweilen eine ganz abweichende, die vorhin erwähnte rhyolithartige Structur besitzen. Solche Andesite belegen wir nach mehr lithologischen Principien mit dem Namen Dacit, ohne Rücksicht darauf, ob der hohe Gehalt an Kieselsäure sich in dem Auftreten von Quarz oder einer rhyolithischen Grundmasse kund giebt. Die Quarze der Dacite sind ausgezeichnet durch ihren Gehalt an Flüssigkeitseinschlüssen, die entschieden häufiger sind als Glaseinschlüsse. In vielen Daciten kommt auch Sanidin vor; solche Gesteine bilden den Uebergang zwischen Liparit und Hornblendeandesit; sie stehen den Lipariten näher als den Trachyten und müßten mit jenen zu einer Familie vereinigt werden, wenn in der nähern Eintheilung der Gesteine das geologische Moment mehr berücksichtigt würde, als die mineralische Zusammensetzung. Von den Daciten gilt Aenliches wie von den Quarz-Glimmerdioriten. Es besteht aber übrigens auch eine ziemlich continuirliche Reihe von Daciten mit rhyolithischem Habitus zu solchen mit trachytischem Habitus mit ausgeschiedenen Quarzen, die wiederum in quarzfreie Andesite übergehen.

§ 23. Die bisher erwähnten Andesite enthalten fast alle eine im Schliff braune Hornblende; durch grüne Hornblende zeichnen sich nun die Propylite aus, sie sind aber keineswegs ganz scharf von den Andesiten geschieden, sie stehen zu ihnen in einem ähnlichen Verhältniß etwa, wie die Glimmerporphyrite zu den Kersantiten; oder noch besser ausgedrückt, Propylite sind eine mehr geologisch als rein lithologisch charakterisirte Familie. Auch in Andesiten kommt bisweilen grüne Hornblende vor und in Propyliten braune, die sich dann meist noch durch den Opacitrand auszeichnet. Die Vertheilung der Hornblende in der Grundmasse und in den Feldspäthen, die große Neigung der Hornblende zur Epidotisirung (in den Andesiten im engeren Sinne findet sich Epidot nur selten), die Armuth der Gemengtheile an Glaseinschlüssen, das gewöhnliche Fehlen einer amorphen Basis sind einige gemeinsame Züge dieser Propylite; bei einem größeren Gehalt an Quarz sind sie als Quarzpropylite zu bezeichnen, Gesteine, welche nie rhyolithischen Charakter annehmen. Propylite sind in Ungarn und Siebenbürgen („Grünsteintrachyte“) und in Nord-Amerika in der Sierra Nevada weit verbreitet.

§ 24. In der Gegend von Schemnitz in Ungarn fand *G. vom Rath* Propyliten sonst sehr ähnliche Gesteine, welche nur wenig Hornblende und Glimmer enthalten, dagegen Augit führen, welcher aber stets ganz im Calcit und Viridit zersetzt und nur an seinen Formen erkennbar ist. Diese Gesteine kann man als Augitpropylit bezeichnen, eine quarzhaltige Varietät als Quarz-Augitpropylit. In diesen Gesteinen ist wohl auch eine meist zersetzte Basis vorhanden.

§ 25. Diese Augitpropylite, in welchen auch Titaneisen gefunden wurde, nähern sich gar sehr der Gruppe der Augitandesite. Auch diese erscheinen nun noch in zwei von einander in ihren Endgliedern abweichenden Typen. Den ersten Typus dieser Augitandesite bilden schwarze, glasig glänzende Gesteine, welche sich namentlich an thätigen Vulkanen als Laven finden. Weit von einander entfernte Vorkommnisse zeigen eine überraschende Uebereinstimmung in der Structur; spärlichere oder selten reichlichere porphyrische Feldspäthe und Augite liegen in einer dichten Grundmasse, die sich unter dem Mikroskope in ein Gewirre feinster Feldspath- und Augit-Mikrolithen mit Magnetitkörnchen und einer reichlichen, Alles durchtränkenden, meist ganz hellen, reinen Glasbasis auflöst. Seltener ist eine dann noch reichlichere braune Glasbasis oder eine mikrofelsitische Ausbildung der Basis. Solche Gesteine haben einen Gehalt an Kieselsäure von mindestens 55proc., oft aber einen weit höheren (bis 67proc.), der sich selten in dem Auftreten einzelner Quarz-Einsprenglinge offenbart. Auch der Sanidin ist wohl in vielen Augitandesiten in geringer Menge vorhanden, braune Hornblende und Biotit sind nicht häufige accessorische Gemengtheile, Olivin dagegen fehlt. Solche Augitandesite sind weit verbreitet in der Gegend von Schemnitz in Ungarn, am Bosporus, zu Kyneton in Victoria in Australien, in Nevada U. S. A., auf Santorin (Eruption von 1866) und an vielen anderen thätigen Vulkanen.

§ 26. Der zweite Typus der Augitandesite ähnelt mehr den Basalten oder Doleriten; es sind meist dunkelgraue bis schwarze, feinkörnige oder dichte Gesteine ohne glasigen Habitus. Aber wohl mit Unrecht hat man neuerdings vielfach Gesteine zu dieser Gruppe gerechnet, die sich von Plagioklasbasalten nur dadurch unterscheiden sollten, daß sie frei von Olivin sind, während die letzteren diesen Gemengtheil enthalten. Um Augitandesit zu sein, muß ein Gestein reicher an Kieselsäure und Alkalien und ärmer an Eisen und Magnesia sein, als olivinfreie Basalte; dann wird neben dem Plagioklas auch etwas Sanidin, ja bisweilen etwas Quarz vorhanden sein, und das ganze Gestein wird sich in Structur, Farbe der Augite, Art der Einsprenglinge mehr den anderen Andesiten nähern, als den Basalten. Solche Gesteine giebt es in der That fast überall neben den Augitandesiten vom ersten Typus. Dabei ist gewiß nicht außer Acht zu lassen, daß die Grenze zwischen solchen Augitandesiten und olivinfreien Plagioklasbasalten bisweilen sehr schwierig innezuhalten ist, und daß bisweilen geognostische Verhältnisse für die Benennung Ausschlag gebend sein können.

§ 27. In Augitandesiten von beiderlei Typus erscheint mehrfach neben dem monoklinen Augit oder ganz allein der Hypersthen; man führt jetzt solche Gesteine als besondere Art, als Hypersthenandesit auf; es wird sich aber wohl ergeben, daß man alle diese Gesteine besser mit dem gemeinschaftlichen Namen der Pyroxenandesite belegt; geologisch gehören sie zusammen.

§ 28. Die vorherrschend glasige Ausbildung des Andesitmagmas als Andesit-Obsidian scheint nur in beschränktem Maße aufzutreten; dagegen kommen an Vulkanen Andesit-Bimsstein, Andesit-Aschen, -Sanden u. s. w. in gewaltigen Mengen vor, die sich, wie gewöhnlich solche Massen, durch Glasreichthum, Porosität und fragmentare Beschaffenheit der krystallinen Gemengtheile auszeichnen. In den aus solchen lockeren Massen entstandenen Andesit-Tuffen werden Zersetzungsphänomene eine ähnliche Rolle spielen, wie in den Trachyttuffen.

6. Vorkommen im Allgemeinen. § 29. Andesite der verschiedensten Art gehören zu den allergewöhnlichsten Eruptionsproducten thätiger Vulkane; von ihrer großen Verbreitung in den Cordilleren Süd-Amerikas haben sie den Namen erhalten. In Europa sind namentlich Ungarn und Siebenbürgen und die Balkanhalbinsel reich daran; die Dacite haben

ihren Namen von dem Vorkommen im alten Dacien. Timazit heißen einige zu den Andesiten gehörige Gesteine im Thale des Timok in Serbien. In Deutschland findet man Hornblendeandesite in mehren Kuppen im Siebengebirge, vereinzelter in Westpfalen, Sachsen, in der Rhön, wo auch Augit-Andesite vom zweiten Typus vorkommen; Dacite und Propylite finden sich in Deutschland nicht.

7. Genetisches. § 30. Durch ihr Auftreten an Vulkanen und durch ihre Lagerungsform in anderen Gebieten erweisen sich die Andesite als anogene Gesteine. Contactwirkungen exogener und endogener Art werden wohl vorhanden sein, sind aber nicht absonderlich bekannt. Einer besonderen Erwähnung verdient aber noch, daß die Andesite und unter ihnen vornehmlich die Propylite in einer sonderbaren Beziehung zu Gold- und Silbererzlagerstätten in Ungarn, Siebenbürgen und Nord-Amerika stehen. Ein Zusammenhang zwischen dem Vorkommen der edlen Metalle und der Andesite besteht entschieden, jedoch ist es noch nicht gelungen, das Phänomen erfolgreich zu deuten. Wahrscheinlich haben sich die metallhaltigen Gänge bald nach der Eruption der Andesite gebildet und das edle Metall stammt aus der Tiefe. Keine andere Gruppe von jüngeren Eruptivgesteinen zeigt solche Beziehungen zu Gold- und Silberlagerstätten, wie die Andesite.

X. Familie der Diabase.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	55.70	18.01	8.20	—	0.91	9.23	3.52	1.42	3.21
2.	53.50	18.46	8.86	1.63	4.55	7.76	3.04	1.89	1.69
3.	51.40	13.94	1.26	12.80	5.26	8.73	1.40	2.91	1.26
4.	49.69	14.05	1.58	7.01	7.30	12.01	4.85	0.54	3.18
5.	48.62	16.25	3.42	9.12	4.93	5.91	5.23	1.60	3.36
6.	44.39	16.83	6.69	4.60	3.59	9.28	3.80	3.89	3.76
7.	41.48	12.43	4.15	8.16	3.99	8.48	2.76	1.44	3.22
8.	42.77	14.06	2.72	8.34	9.72	11.47	1.89	1.43	2.74
9.	37.12	4.96	8.92	7.63	26.92	6.14	0.40	0.49	5.04
10.	38.52	16.25	3.35	7.68	5.49	—	4.40	0.55	5.14

1. Quarzhaltiger Proterobas von Dillenburg in Nassau, mit P_2O_5 0.43. **2.** Proterobas aus dem Andlauthal in den Vogesen, mit TiO_2 0.51; P_2O_5 0.18. **3.** Salitdiabas vom Hunneberg in Götaland in Schweden, mit TiO_2 1.06. **4.** Ophit von Sauveterres im Dép. Basses-Pyrénées, mit TiO_2 1.45 und Spur von P_2O_5. **5.** Diabas von Weilburg in Nassau, mit TiO_2 1.86; P_2O_5 0.36; CO_2 0.13. **6.** Hornblendeteschenit von Boguschowitz in Oester. Schlesien, mit P_2O_5 1.25; Fl 0.83; Cl Spur. **7.** Leukophyr von Unterkotzau bei Hof, mit TiO_2 4.81; P_2O_5 0.34; CO_2 5.40. **8.** Olivindiabas von Campton, New-Hampshire U. S. A., mit TiO_2 2.35; CO_2 1.62. **9.** Palaeopikrit vom Schwarzenstein bei Trogen an der sächs.-bay. Grenze, mit TiO_2 0.40;

P_2O_5 0.10; CO_2 0.09. **10.** Schalstein mit Feldspath-Einsprenglingen von Balduinstein im Amt Diez in Nassau, mit $CaCO_3$ 16.03; $MgCO_3$ 0.63; $FeCO_3$ 1.04; $MnCO_3$ 0.82; Spuren von P_2O_5 und Mn_3O_4.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die hauptsächlichen und für Diabase im Allgemeinen charakteristischen Gemengtheile, als welche Plagioklas, Pyroxen, Olivin, Amphibol und Magnet- oder Titaneisen gelten können, und andere seltnere Gemengtheile mögen zunächst nach ihrer Beschaffenheit in ideal unzersetzten Gesteinen besprochen werden.

Der Plagioklas erscheint fast stets in länglich säulenförmigen Individuen, die im Schnitt leistenförmige Figuren ergeben. In nicht zu feinkörnigen Gesteinen ist bisweilen makroskopisch auf den Spaltungsflächen nach der Basis deutlich eine polysynthetische Zwillingsbildung zu erkennen. Unter dem Mikroskope ist die Spaltbarkeit wenig deutlich ausgeprägt und charakteristisch, die polysynthetische Zwillingsbildung dagegen fast stets recht schön zu beobachten; im Besonderen treten die Zwillingslamellen in sehr verschiedener Zahl und Anordnung auf; bisweilen durchsetzen sie gleich breit den ganzen Schnitt, bisweilen keilen sie sich vom Rande gegen die Mitte hin aus; oder es ist ein Ende eines leistenförmigen Durchschnittes arm, das andere reich an Zwillingslamellen, oder es kommen Zwillingslamellen nach zwei Gesetzen zugleich vor. Vielleicht sind auch die Plagioklase bisweilen nur als einfache Zwillinge ausgebildet, und man hat sich zu hüten, solche Durchschnitte ohne Weiteres für Orthoklas auszugeben; überdies können Durchschnitte parallel dem Brachypinakoid der Zwillingslamellen gänzlich entbehren. Der Nachweis des Orthoklases, an dessen Anwesenheit in manchen sauerern Gesteinen man nicht zweifeln darf, läßt sich nur durch genaueste optische und etwa mikrochemische Untersuchung beibringen; sonst sind Unterschiede vom Plagioklas nicht erkennbar.

§ 3. Die Plagioklase sind gewöhnlich recht arm an primären Interpositionen; spärliche Glaseinschlüsse, selten Flüssigkeitseinschlüsse, Apatitindividuen sind noch am gewöhnlichsten. In einigen Vorkommnissen sind die Feldspäthe bräunlich gefärbt; unter dem Mikroskope erweisen sie sich erfüllt von einem wahren Staube allerwinzigster impellucider Körnchen, welche vielleicht allein die auch im Dünnschliff noch intensive Färbung bedingen; bald erweist sich das Centrum, bald der Rand stärker gefärbt, so daß diese Feldspäthe einen zonalen Aufbau erkennen lassen, der sonst bei Diabasen kaum beobachtet wird.

§ 4. Was nun noch die besondere Art der Plagioklase anbetrifft, so haben bisher die Untersuchungen in auffallend vielen Fällen eine dem Oligoklas sich nähernde Zusammensetzung ergeben; doch kommen mit Sicherheit auch kalkreichere Feldspäthe in anderen Gesteinen vor. Eine offene Frage ist es noch, ob in manchen Diabasen nicht mehre verschiedene Feldspäthe zugleich vorkommen; in vielen Diabasen ist dieses nach dem ganzen Habitus der Feldspäthe augenscheinlich nicht der Fall, aber a priori gänzlich verneinen läßt sich die Frage auch nicht.

§ 5. Der schwarze Augit ist oft mit vorzüglicher Spaltbarkeit nach den Säulenflächen ausgerüstet, und darnach dann auch makro-

skopisch bestimmbar. Im Dünnschliff weisen die Augite fast aller Diabase eine nelkenbraune oder röthlichbraune intensive Färbung mit geringem oder ganz fehlendem Pleochroismus auf; hierdurch treten sie in auffälligen Gegensatz zu den Augiten der sauerern Gesteine, die fast stets ganz licht gefärbt sind. Doch kommen auch in einigen Diabasen weingelb oder sonst recht hell gefärbte Augite vor, ja ganz farblose in Gesellschaft von dunkler gefärbten; der farblose Salit, in einigen schwedischen Diabasen beobachtet, zeichnet sich durch sein Auftreten in langen Prismen und durch seine leichtere Zersetzbarkeit gegenüber den dunkleren Augiten aus.

§ 6. Zwillingslamellen sind den Augiten nur selten eingelagert, meist sind es nur einzelne breite Lamellen. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma ist mikroskopisch meist vortrefflich wahrnehmbar; es findet sich bisweilen aber auch die Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid, die dann eine Annäherung des Augites an den Diallag begründet; solcher „Diallag“ würde sich in vielen Fällen durch nichts anderes als die pinakoidale Spaltbarkeit vom gemeinen Augit unterscheiden. Anderer echter Diallag ist aber noch durch andere Eigenschaften, wie grünliche Farbe, Faserung, Interpositionen u. s. w. besser charakterisirt. Rhombische Pyroxene hat man bisher nur in einigen wenigen Diabasen gefunden.

§ 7. Glaseinschlüsse sind in den Augiten der Diabase nicht selten, auch Flüssigkeitseinschlüsse sind beobachtet worden. An sonstigen Interpositionen erscheinen noch Apatit, Magneteisen, selten ein feiner opaker Staub, dann aber Feldspäthe, worüber im Abschnitt 4. Structur Näheres mitgetheilt wird.

§ 8. Schwarzer Biotit ist makroskopisch wahrnehmbar; er wird mit dunkelbrauner Farbe durchsichtig und erscheint fast stets in langen, schmalen Fetzen oder in dünnen Lappen ohne krystallographische Begrenzung. Es erscheint sehr gern in unmittelbarer Nähe der Eisenerze, welche er manchmal wie ein Saum umgiebt. Apatit steckt sehr oft im Biotit.

§ 9. Als primärer Gemengtheil der Diabase scheint die Hornblende wohl stets im Dünnschliff braune Farbe aufzuweisen; die meist wenig gut begrenzten Durchschnitte sind compact, nie gefasert. Makroskopisch ist die Hornblende nur selten leicht erkennbar; dies ist möglich, wenn sie z. B. das Gestein in sehr langen Prismen regellos durchspickt. Sehr oft ist die Hornblende mit Augit verwachsen, so daß die Klinopinakoide und die Verticalaxen beider zusammenfallen; bisweilen hüllt Hornblende den Augit ganz ein.

§ 10. Ein wichtiger Gemengtheil mehrer Gruppen von Diabas ist der Olivin, dessen Anwesenheit sich makroskopisch oft nur an seinen serpentinösen Zersetzungsproducten erkennen läßt. Unter dem Mikroskope zeigt es sich, daß er in einzelnen Körnern, zum Theil mit annähernder Krystallform dem Gesteine beigemischt ist; an Interpositionen führt er namentlich Oktaeder oder rundliche Körner von Chromit oder Picotit, bisweilen opake Nadeln.

§ 11. Gleichsam den Gegensatz zum Olivin bildet als Gemengtheil

der Diabase der Quarz, nur ganz ausnahmsweise kommt derselbe zugleich mit Olivin vor (Göda bei Bautzen in Sachsen). Der Quarz, makroskopisch wohl nie erkennbar, erscheint fast stets ohne eigene Form; er bildet kleine unregelmäßige Körner, beherbergt Apatit und Magnetit und stets eine Menge von kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, deren Libelle sich oft recht lebhaft bewegt; durch Absorption derselben bei geringer Erwärmung ist die Flüssigkeit in einigen Fällen als flüssige Kohlensäure erkannt worden. Schriftgranitische Verwachsung des Quarzes mit Feldspath (ob Plagioklas?) wird einige Male erwähnt.

§ 12. Der Titanit ist nur in wenigen Vorkommnissen, meist in solchen, welche recht hellen Augit führen, nachgewiesen worden. Der Titangehalt der Diabase steckt meist in dem fast stets vorhandenen Titaneisen oder in titanhaltigem Magnetit: Titaneisen in Tafeln oder Stäben, bisweilen auch in Körnern ausgebildet, scheint in Diabasen häufiger vorzukommen als Magneteisen, das in einzelnen Individuen, bisweilen auch in Aggregaten von Individuen vorkommt. Weit verbreitet ist ferner der Eisenkies, obwohl derselbe durchaus nicht in allen Diabasen vorkommt; er ist makroskopisch ebenso wie das Titaneisen an Farbe und Metallglanz leicht zu erkennen; die Farbe wird auch das beste Criterium sein, um ihn von dem bisweilen vorkommenden Magnetkies und anderen Kiesen zu unterscheiden.

§ 13. Auch der Apatit ist in vielen Fällen makroskopisch leicht wahrzunehmen, indem seine langen, dünnen, scharf begrenzten Nadeln sich durch Farblosigkeit und Glasglanz von der übrigen dunklen Gesteinsmasse gut abheben. Die Apatite scheinen sich zuerst gebildet zu haben, denn sie durchstechen alle anderen Gemengtheile; sie sind aber im Gestein meist ungleichmäßig vertheilt. In sehr feinkörnigen Diabasen sind die Apatite schwer wahrnehmbar. Unter dem Mikroskope erweisen sie sich bisweilen in Glieder aufgelöst; Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten erkennbar, dunkelgefärbte Apatite scheinen in Diabasen gar nicht vorzukommen.

3. Zersetzung. § 14. Es giebt einige Vorkommnisse von Diabasen, die trotz ihres Alters nur äußerst geringe Spuren von Zersetzungserscheinungen wahrnehmen lassen; in weitaus den meisten Fällen ist, wie der Gehalt der mitgetheilten Analysen an Wasser und Kohlensäure erkennen läßt, die Zersetzung schon ziemlich weit vor sich gegangen. So stark zersetzte Diabase, daß sich die ursprüngliche Zusammensetzung kaum noch erkennen läßt, giebt es in Menge. Sehr häufig wird man am Ausgehenden der Ablagerungen des Diabases in einer grusig und lehmig zersetzten Masse noch einzelne feste Blöcke verhältnißmäßig frischen Gesteines vorfinden. Bei gänzlicher Zersetzung liefern die Diabase einen gelblich braunen Lehm.

§ 15. Die beginnende Zersetzung und Umwandlung der Gemengtheile giebt in den meisten Fällen den Diabasen erst ihren eigenthümlichen Habitus, an dem sie leicht erkennbar sind. So rührt z. B. der schwärzlichgrüne Farbenton der meisten Diabase nicht sowohl von dem primären Augit oder der Hornblende her, sondern von den secundären Substanzen.

Die Hauptquelle der letzteren sind die Augite. Auffällig häufig findet sich bei denselben die Paramorphose in grünlich oder bräunlich-grüner Hornblende; die prismatische Spaltbarkeit dieser secundären Hornblende hat früher die Bestimmung vieler Diabase als Diorite veranlaßt. Die Umwandlung des Augites in Hornblende scheint in zwiefacher Weise vor sich zu gehen; entweder wird das ganze Augit-Individuum ziemlich gleichmäßig, wenn auch von den Rändern her, in ein Aggregat parallel gestellter Hornblendenadeln umgewandelt, er nimmt also die Form des Uralites an; oder die Umwandlung geht von den Rändern und von Sprüngen aus vor sich, und es erscheint dann das Augit-Individuum von dem Netzwerk eines ziemlich compacten Hornblende-Individuums durchdrungen zu sein; solche secundäre Hornblende ist nur ungemein schwierig von primärer zu unterscheiden. Uebergänge zwischen den beiden Erscheinungsweisen der secundären Hornblende finden sich natürlich auch; ferner aber begiebt sich auch die secundäre Hornblende auf die Wanderung und erscheint in aktinolithartigen Nadeln im übrigen Gesteinsgewebe angesiedelt, zum Theil von den Augiten ausstrahlend.

§ 16. Die secundäre grüne Hornblende geht leicht in chloritische Substanz über; in sehr vielen Fällen aber bildet sich letztere auch direct aus den Augiten. Die mineralische Natur dieser chloritischen Substanz ist in den meisten Fällen ganz unbestimmt, und man bezeichnet sie deshalb am besten allgemein als Viridit. Wirklicher Chlorit in größeren Schuppen kommt gewiß auch als secundäres Product vor; der meiste, in winzigen Fäserchen, Schüppchen und Blättchen von grünlich-gelblicher Farbe mit deutlichem Pleochroismus erscheinende Viridit wird aber durch Salzsäure ziemlich leicht aufgelöst, ist also nicht Chlorit. Man hat wohl an Chlorophäit, Grengesit, Delessit, Chloropit oder ähnliche Substanzen zu denken. Der Viridit dringt nun aber auch in die Plagioklase, vom Rande her, auf Spalten, ja scheinbar ohne alle Zuführungscanäle ein; es bleibt unbestimmt, ob der Viridit sich nur ansiedelt, wo für ihn Platz geworden ist, oder ob die Substanz des Feldspathes bei seiner Bildung in Mitleidenschaft gezogen wird. Der Viridit unterliegt schließlich selbst der Zersetzung, wie dies die Pseudomorphosen von Quarz, Brauneisenstein und Carbonaten nach Augit erkennen lassen.

Zu erwähnen ist noch, daß manchmal namentlich helle Augite in eine Bastit ähnliche, faserige, gerade auslöschende Substanz übergehen; vielleicht sind es thonerdearme Augite, die eine solche Umwandlung aufweisen.

§. 17. Während der Viridit an die Stelle des Augites tritt, bilden sich in ersterem kleine Körner von Epidot heraus; dieser scheint nie direct aus Augit hervorzugehen, aber vielleicht direct aus Plagioklas, in welchem sich Körner oft in großer Menge eingelagert finden; es ist unzweifelhaft, daß nur solche Solutionen im Feldspath die Epidote erzeugten, welche sich mit Stoffen aus dem Augit beladen hatten. Innerhalb der Viriditmassen scheinen sich im Verlaufe der Zersetzung die Epidote zu aggregiren und büschelige oder körnige Partien von grünlich-gelber Farbe zu bilden, die dann, in bedeutender Menge vorhanden, auch die Gesammt-

farbe des Gesteins beeinflussen. Ein größerer Gehalt an Epidot wird leicht makroskopisch wahrnehmbar sein, wie sich denn derselbe auch in kleinen Klüften und Adern ansiedelt.

§ 18. Meist noch leichter als die Augite unterliegen die Plagioklase der Zersetzung, die auch einen verschiedenen Verlauf nehmen kann. Zunächst ist die gewöhnliche Art der Zersetzung in kaolinartige Substanzen, in wie Muscovit kräftig polarisirende Blättchen und die Bildung von Carbonspäthen zu erwähnen. Kalkspath ist in zersetzten Diabasen oft in großer Menge vorhanden, gern erscheint er als Ausfüllsel von Hohlräumen; er kommt auch oft in und neben Viridit vor. Der Epidot oder ein ihm nahestehendes, farbloses Silicat siedelt sich bisweilen in winzigen Körnchen so in den Plagioklasen an, daß die ganze Masse mit den Resten unzersetzten Feldspathes und vielleicht noch anderer Silicate dem Saussurit entfernt ähnelt. Seltner ist die Art der Zersetzung, daß sich von Spalten und Klüften aus ein ganz schwach grünliches, faseriges Mineral ansiedelt, ähnlich dem Serpentin im Olivin.

§ 19. Aus der Zersetzung der Feldspäthe geht in vielen Fällen wohl auch der Quarz hervor, der als secundär in nicht frischen Diabasen sogar in ziemlich bedeutender Menge sich einstellen kann; durch klare, von Flüssigkeitseinschlüssen meist freie Substanz, durch Vorkommen in Aggregaten in Verbindung mit anderen secundären Gemengtheilen, wie auch durch Umhüllung derselben, läßt sich der secundäre Quarz meist leicht von primärem unterscheiden. Neben Quarz dürfte in vielen Fällen auch Chalcedon secundär erscheinen.

§ 20. Die Eisenerze geben bei der Zersetzung Anlaß zur Bildung von Eisenglanz und Eisenhydroxyden, welche dem ganzen Gestein eine braune Farbe, namentlich auf der sehr verwitterten Oberfläche ertheilen können. Die titanhaltigen Eisenerze dagegen scheiden zuerst den sog. Leukoxen (wahrscheinlich stets gleich Titanit) ab, während das Eisen verschwindet, ohne viel Spuren zu hinterlassen. Das Vorkommen des Leukoxens um Magnetite deutet den Titangehalt derselben an. Aber nicht alles schwarze Magneteisen ist in Diabasen primär; *Dathe* hat zuerst ausführlich nachgewiesen, daß bisweilen bei der Zersetzung des Augites sich zuerst eine opake, pulverige Substanz abscheidet, die später wandernd auch größere Kryställchen erzeugt. Auch aus den Olivinen geht bei der Zersetzung derselben zu Serpentin Magneteisen hervor, zuweilen in sehr scharfen Kryställchen, die noch dazu merkwürdiger Weise, ohne mit einander in Contact zu stehen, alle einander genau parallel gelagert sind, wie dies ganz vorzüglich schön im Palaeopikrit vom Schwarzenstein bei Trogen zu sehen ist. Sonst geht noch der Olivin bisweilen direct in Steatit ähnliche Masse über, mit Abscheidung von Eisenhydroxyden, welche sich auch sonst in stark zersetztem Olivin einstellen. Da der Eisenkies bisweilen ganz unzersetzt in secundären Massen liegt, so könnte man vermuthen, daß auch er bisweilen secundär ist. Hornblende und Glimmer geben ungefähr dieselben Zersetzungsproducte wie Augit; Apatit widersteht der Zersetzung wie immer, ungemein lange.

4. Structur. § 21. Die zur Familie der Diabase zu rechnenden Gesteine müssen alle eine noch mit bloßem Auge deutlich erkennbare körnige Structur besitzen; grobkörnige Massen sind viel seltener, als etwa bei den Graniten, mittel- und feinkörnige Gesteine prävaliren; in sehr vielen Fällen schwankt die Korngröße in einer und derselben Ablagerung bedeutend, und es gehen auch nicht selten die deutlich körnigen Gesteine in scheinbar dichte über. Wirklich dichte Gesteine von der Zusammensetzung der Diabase rechnen wir zu der Familie der Melaphyre; hängen sie aber unmittelbar mit Diabasen zusammen, so sind sie als dichte Facies der Diabase zu bezeichnen; lithologisch aber gehören sie auf alle Fälle zu den Melaphyren, da wir die Grenze zwischen diesen Familien durch die natürliche Sehkraft des menschlichen Auges bestimmen lassen.

§ 22. Erst unter dem Mikroskope offenbart sich völlig eine Eigenthümlichkeit der Structur der Diabase, welche darin besteht, daß die Feldspäthe früher als die Augite verfestigt wurden und formal sich so sehr vor den Augiten auszeichnen, daß letztere nur den Platz einzunehmen scheinen, welchen die Plagioklasleisten und Tafeln frei lassen. In vielen Diabasen erscheinen die Augite durchaus ohne alle eigene Formausbildung, also xenomorph; doch gehören oft mehre der im Schliff durch Abschleifung der Verbindung ganz isolirt erscheinenden Fetzen zu einem Individuum zusammen. Manchmal sehen die Augite durch eingelagerte Plagioklaskrystalle wie zerhackt aus. Seltener haben die Augite, namentlich die hellen, eine etwas bessere Form und nur vereinzelt kommt das umgekehrte Verhältniß vor, daß die Feldspäthe den von Augit freigelassenen Raum einnehmen. Die Structur mit den xenomorph erscheinenden Augiten nennt man wohl nach dem Vorgange französischer Forscher ophitisch. Auch der Olivin hat nicht besonders große Neigung in Krystallen zu erscheinen; bisweilen liegt er in rundlichen Körnern ganz im Augit eingeschlossen.

§ 23. Augite sammeln sich bisweilen zu Knoten an; die Feldspäthe gruppiren sich selten so, daß sie nach einem Centrum hinweisen; Eisenerze und Apatite sind stellenweise reichlicher vorhanden; eigentliche Concretionen aber sind fast unbekannt, wahrscheinlich nur, weil die dunkle Farbe des Gesteines ihre Wahrnehmung sehr erschwert.

§ 24. Außer der gleichmäßig körnigen Structur kommt auch bisweilen, meist durch Uebergänge verknüpft, porphyrische Ausbildung vor; die betr. Gesteine sind als porphyrische Diabase zu bezeichnen und wohl zu unterscheiden von den Porphyriten mit dichter Grundmasse, welche zur Familie der Melaphyre gehören. Selten sind Diabase ursprünglich porös; es gehören aber auch manche Diabas-Mandelsteine zu der Familie der körnigen Diabase.

§ 25. Die meisten Diabase sind holokrystalline Gesteine; in einigen kommt jedoch auch eine amorphe, glasige oder entglaste Basis in geringer Menge vor, ohne daß dadurch der Gesammthabitus der Gesteine ein anderer wird. Diese Basis fällt sehr leicht der Zersetzung anheim, und es ist daher bei vielen Diabasen überhaupt ganz unmöglich zu entscheiden, ob sie eine glasige Basis im frischen Zustande geführt haben

oder nicht. Beachtenswerth ist es, daß die Diabase viel gewöhnlicher Glaseinschlüsse in ihren Gemengtheilen enthalten als irgend eine der bisher besprochenen Familien körniger Gesteine.

5. Lagerung. § 26. Weitaus die meisten Diabase erscheinen in Lagern eingeschaltet zwischen den Schichten des Silurs und Devons, dabei an allen Störungen des Gebirgsbaues theilnehmend wie katogene Gesteine. Die nächst wichtige Lagerungsform sind Gänge, für die ein Alter vom Cambrium bis zum Culm nachgewiesen wurde. Gehören somit die meisten Diabase den paläozoischen Perioden an, so erscheinen sie jedoch auch weiter in noch viel jüngeren, hinauf bis in das Neocom oder gar noch höhere Stufen der Kreide, wie die Teschenite in Oesterreichisch-Schlesien, die Ophite in den Pyrenäen. In Ober-Italien sollen Diabase eocänen Alters vorkommen. Eine andere Lagerungsform als Lager und Gang dürfte bei den Diabasen nicht vorkommen; nirgends bilden sie solche typhonische Stöcke wie die Granite, niemals überhaupt erscheinen sie so massenhaft wie die Granite. Beachtenswerth ist es, daß in mehren Gebieten nachgewiesen wurde, daß die Diabasvorkommnisse einer und derselben Periode sich durch große Uebereinstimmung in Zusammensetzung, Korngröße, Structur u. s. w. auszeichnen, so daß also local die Diabase zur Bestimmung von Altersverschiedenheiten der Schichten benutzt werden können. Doch erscheint es bisher nicht möglich, und widerspricht es überhaupt den in der Lithologie noch herrschenden Grundsätzen, auf diese Altersunterschiede eine nähere Eintheilung der Diabase zu gründen.

6. Absonderung. § 27. Die Lager von Diabas zeigen bisweilen eine schöne Absonderung in nicht sehr dünne Säulen, welche auf den Grenzflächen senkrecht stehen; auch an Gängen ist die säulenförmige Absonderung beobachtet. Etwas häufiger ist die kugelige Absonderung, die wohl meist nur als eine durch Verwitterung deutlicher hervortretende polyedrische Zerklüftung aufzufassen ist; statt der Kugeln treten bisweilen auch Ellipsoide auf. Plattenförmige Absonderung dürfte bei den Diabasen seltener sein. Polyedrische Zerklüftung zeigen die meisten Diabasablagerungen.

7. Arten der Diabase. § 28. Die Familie der Diabase umfaßt alle älteren, körnigen, anogenen Gesteine, welche basischer sind als die Diorite. Nach zunehmender Basicität geordnet, können wir folgende Arten unterscheiden. Gesteine mit primärer Hornblende bilden den Uebergang zu den Dioriten; sie werden nach *W. von Gümbel*'s Vorgange Proterobas, oder besser Hornblendediabas genannt. Fast immer enthalten sie neben der Hornblende auch etwas Glimmer und primären Quarz; porphyrisch hervortretende Hornblenden, Plagioklase oder Augite sind nicht gerade selten. Wahrscheinlich führen manche Hornblendediabase auch etwas Orthoklas; Titanit ist in mehren Vorkommnissen gefunden worden; Olivin fehlt.

§ 29. Sehr selten scheinen Quarzdiabase zu sein, welche Quarz und zwar etwas Biotit, aber keine primäre Hornblende enthalten. Secundäre Hornblende kann selbstverständlich ebenso wenig wie secundärer Quarz die Benennung eines Diabases beeinflussen.

§ 30. Der gemeine Diabas führt Hornblende und Glimmer nur selten in geringer Menge. Seine Hauptbestandtheile sind Plagioklas, dunkler Augit und Eisenerze; Olivin fehlt. Durch den Gehalt an ganz hellem, fast farblosem Salit neben

vorherrschendem braunen Augit zeichnen sich einige als Salitdiabas bezeichnete Gesteine Schwedens aus. Leukophyr werden sehr helle Diabase genannt, in denen blasser Augit spärlich vorhanden ist, die sich ferner durch einen reichlichen Gehalt an Titaneisen auszeichnen; meist sind die Gesteine stark zersetzt. Die Leukophyre pflegen feinkörnig zu sein und leicht in dichte und porphyrische Varietäten überzugehen; bisweilen sind sie ursprünglich porös und ihre Hohlräume sind nur durch Kalkspath ausgefüllt. Ueber die sphärische Structur einiger Vorkommnisse vergl. S. 20 und beim Variolit in der Familie der Melaphyre. Leukophyre sind bisher wohl nur aus dem Fichtelgebirge und den angrenzenden Gebirgen bekannt.

§ 31. In den Diabasen tritt nicht selten ein Augit mit orthopinakoidaler Spaltbarkeit auf, der sich dem Diallag nähert. Wahrscheinlich erscheint auch echter Diallag bisweilen als allein vorhandener oder vorherrschender Pyroxen; solche Gesteine sind Diallagdiabas zu nennen. Den Namen Gabbro reserviren wir für Gesteine, welche nicht zu den anogenen gehören. Eine völlige Vertretung des Augites durch Magnesiaglimmer scheint nicht vorzukommen, doch könnte man schon sehr glimmerreiche Gesteine als Glimmerdiabas anführen.

§ 32. Während bisweilen die Diabase auch einzelne Körnchen von Olivin enthalten, kommt dieser Gemengtheil in anderen Gesteinen so reichlich vor, daß dieselben als Olivindiabas zu bezeichnen sind; es sind basischere Gesteine, in denen der Olivin ein ganz wesentlicher Gemengtheil ist. Solche Olivindiabase finden sich in Deutschland nur spärlich, sehr schöne Gesteine sind aus Schweden beschrieben worden.

§ 33. Durch Zunahme des Olivins nähern sich solche Gesteine demjenigen Diabastypus, welchen man als Palaeopikrit bezeichnet hat. Plagioklas fehlt in diesem Gestein oft gänzlich, es besteht vorherrschend aus Augit und Olivin, daneben enthält es gelegentlich Diopsid, Enstatit, Hypersthen, Biotit, Magneteisen. Die Palaeopikrite (wahrscheinlich besser einfach als Pikrite zu bezeichnen) sind schwarze, meist ziemlich grobkörnige Gesteine, eine amorphe Basis ist in einigen nachgewiesen worden; bei der Zersetzung liefern sie Serpentin ähnliche Massen.

§ 34. In Deutschland sind Gesteine der Diabasfamilie weit verbreitet im Harz, Fichtelgebirge, in der Lausitz, im sächsischen Vogtlande, im Thüringer Walde, in Hessen, in Oberschlesien u. s. w.

§ 35. Am nordwestlichen Fuße der Pyrenäen giebt es eine große Anzahl von Vorkommnissen eines Gesteines, welches in der mesozoischen Epoche wahrscheinlich zu verschiedenen Zeiten erumpirte und mit dem Namen Ophit belegt worden ist. Die Ophite erweisen sich unter dem Mikroskope als Gesteine durchaus von dem Charakter olivinfreier Diabase; statt des bisweilen uralitisirten Augites findet sich auch Diallag ähnlicher Augit und echter Diallag; alle Pyroxene sind oft in Viridit und Epidot zersetzt. Primäre Hornblende, Biotit, Quarz sind nicht selten accessorische Gemengtheile, Apatit und Eisenerze wie in den Diabasen vorhanden.

§ 36. Die Neocom-Schichten im Oesterreichisch-Schlesien werden von dem sog. Teschenit durchbrochen; in diesem Gestein wurde fälschlich die Anwesenheit von Nephelin angegeben; es sind aber nach *Rohrbach*'s Untersuchungen ihrem ganzen Habitus nach olivinfreie Hornblendediabase mit meist nicht-ophitischer Structur; die Gesteine sind recht basisch und es überwiegt in ihnen meist der Augit, seltener die Hornblende. Die Plagioklase sind meist kalkreich, und es geht aus ihnen secundär ganz allgemein und regelmäßig der Analcim hervor.

8. Tuffe und klastische Gesteine der Diabase. § 37. In vielen Gebieten, so namentlich im sächsischen Voigtlande, in Oberfranken, in Nassau kommen in engster geologischer Verbindung mit Diabasen auch klastische Gesteine vor, deren mineralische Zusammensetzung völlig der der Diabase gleicht, und die aus Trümmermaterial der Diabase entstanden sind, wahrscheinlich aus lockeren Auswürflingen, wie die Aschen und Sande unserer jetzigen Vulkane.

§ 38. Die Diabas-Tuffe sind stets reich an Viridit, welcher aus der Umwandlung der Bestandtheile hervorgegangen ist; ferner erscheinen oft schwach grünlich gefärbte Strahlsteinnadeln, bisweilen in großer Menge: diese beiden Ge-

mengtheile bedingen die meist grünliche Farbe der Tuffe. Kalkspath, Brauneisenstein, Quarz, weiße undurchsichtige Körner und überdies ganz unbestimmbare farblose Körnchen, Fäserchen und Haufwerke solcher Dinge, die nicht selten zusammen mit den anderen secundären Gemengtheilen die erst unter dem Mikroskope erkennbare Migrationsstructur verursachen, sind weitere Gemengtheile, welche das ganze Gestein durchziehen, ihm Festigkeit verleihen, aber wohl alle secundären Ursprungs sind. Von primären Gemengtheilen erscheinen namentlich oft Körner und Krystalle von Augit, dann stark zersetzte Feldspäthe in Leistenform und Bröckchen feinkörniger bis dichter Gesteinsmassen.

§ 39. Die Diabas-Tuffe sind bisweilen sehr massig gelagert, andere sind gut schiefrig, wie die von *W. v. Gümbel* als Chloropitschiefer bezeichneten Gesteine. Ziemlich häufig erscheinen Tuffe, die rundliche Körner von Kalkspath gleichsam porphyrisch enthalten, die sog. Blattersteine und Blattersteinschiefer. Ebenso treten Augite, manchmal ganz zersetzt, porphyrisch auf. Als Schalstein und Schalsteinschiefer bezeichnet man diejenigen stark zersetzten Tuffe, welche wahrscheinlich auch noch fremdes, allothigenes Material neben dem von Diabasen abzuleitenden enthalten. Die Diabas-Tuffe führen bisweilen größere Blöcke diabasartiger Masse, dadurch gehen sie über in Diabas-Conglomerate und Diabas-Breccien. Die chemische Zusammensetzung ergiebt, daß Diabas-Tuffe zu den verschiedensten Diabasarten gehören können, wie man z. B. magnesiareiche, talkige Tuffe zum Palaeopikrit gerechnet hat. Diabas-Tuffe können außer in viele andere katogene Gesteine auch in Diabase übergehen, indem die letzteren durch Zersetzung z. B. einer vielleicht ursprünglich schlackigen Oberfläche einen Tuff ähnlichen Habitus annehmen.

9. Genetisches. § 40. Diabase erweisen sich durch ihre Lagerungsformen und durch ihre Begleitung von Tuffen als anogene Gesteine, die wohl in vielen Fällen lavaähnlich, zum Theil auf dem Boden des Meeres, geflossen sein mögen. Contactwirkungen sind nicht selten: Thonschiefer werden gebleicht, verhärtet, umgewandelt, worüber später Näheres. Die in der Nähe der Ophite auftretenden Gypse sind vielleicht besser durch die Einwirkung auf der Grenze zwischen den Gesteinen hervorbrechender schwefelsäurehaltiger Quellen zu erklären, als durch ursprünglichen Contactmetamorphismus. Auch endogene Contacterscheinungen sind nicht selten; dahin gehört namentlich das Feinerwerden des Kornes, das Auftreten einer amorphen Basis. In den Salitdiabasen Schwedens fehlt im dichten Contactgestein der Salit, dagegen tritt Schwefelkies in reichlicher Menge ebenso wie im durchbrochenen Schiefer auf. In einigen Tescheniten stellt sich ganz nahe am Contact Olivin ein. Bei Franklin Furnace, Sussex Co. New Jersey, U. S. A., führt ein glimmerhaltiger Diabas, der das dortige Zinkerzlager durchsetzt, Mandeln, Kugeln und Krystalle von Zinkerzen, wie Willemit, Rothzinkerz.

XI. Familie der Melaphyre.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	58.97	15.73	—	11.73	0.84	3.20	5.43	0.65	3.25
2.	57.57	16.27	1.88	5.88	4.34	7.74	2.06	2.63	0.63
3.	56.22	15.56	—	8.07	5.97	6 36	2.40	3.29	2.75
4.	56.04	17.26	6.17	3.31	1.52	5.79	5.61	0.71	1.22
5.	54.49	16.38	11.09	1.84	1.91	4.82	3.13	4.68	2.13

6.	52.95	19.25	4.57	4.69	4.12	9.12	2.09	2.42	0.71	
7.	52.79	11.76	—	11.07	9.01	5.90	3.07	1.16	4.38	Glv.
8.	49.97	17.01	0.86	5.94	7.74	6.39	5.14	0.77	5.70	
9.	48.44	14.54	11.08	0.76	6.89	9.72	0.08	4.07	3.85	
10.	41.17	13.24	3.56	12.50	8.21	10.24	2.57	1.60	3.21	
11.	27.22	8.64	1.38	8.88	2.29	0.47	0.09	3.02	3.68	

1. Melaphyr-Pechstein vom Weißelberg bei St. Wendel im Nahe-Gebiet. **2.** Labradorporphyrit von Elbingerode im Harz, mit CO_2 3.73. **3.** Augitmelaphyr vom Rabenstein bei Ilfeld am Harz mit CO_2 1.95 und Spur von P_2O_5. **4.** Augitmelaphyr vom Schneidemüllerskopf bei Ilmenau in Thüringen, mit $TiO_2$1.72; Spuren von P_2O_5 und MnO. **5.** Orthoklasmelaphyr von der Leuchtenburg bei Kabarz im Thüringer Walde **6.** Augitmelaphyr mit porphyrischem Plagioklas vom Mte Mulatto bei Predazzo in Südtirol, mit CO_2 0.34. **7.** Variolit aus der Durance mit Spuren von MnO und Cr_2O_3. **8.** Enstatitmelaphyr von Norheim in der Pfalz, mit TiO_2 0.32; CO_2 0.03; MnO Spur. **9.** Augitporphyrit von St. Christina im Grödnerthal, Südtirol, mit P_2O_5 0.47; CO_2 0.20. **10.** Hornblendehaltiger Augitporphyrit von Gräveneck im Lahnthal in Hessen, mit TiO_2 3.08; P_2O_5 0.53; CO_2 0.64 und Spuren von Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Ba, SO_3, S, As, Cl, Fl. **11.** Diabas-Mandelstein vom Gallenberge bei Lobenstein im Frankenwald, mit TiO_2 2.45; P_2O_5 0.45; $CaCO_3$ 41.54 und Spur von SO_3.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Zu der Familie der Melaphyre gehört eine sehr große Anzahl von Gesteinsarten, die das Gemeinsame haben, daß Plagioklas, Augit und Eisenerze die vorwaltenden und beständigsten Gemengtheile sind; diese Gesteine sind im Allgemeinen porphyrische und dichte Ausbildungen von Magmen vom chemischen Typus der Diabase; doch kommen in der mineralischen Zusammensetzung sehr bedeutende Abweichungen von derjenigen der Diabase vor.

§ 3. Der Plagioklas der Melaphyre erscheint in weitaus den meisten Fällen in dünnen Tafeln oder in nach der Brachyaxe gestreckten Säulchen, welche im Schliff leistenförmige bis annähernd quadratische Durchschnitte ergeben; außer den besser begrenzten Krystallen kommen in vielen Fällen aber auch unregelmäßige Körner einerseits und äußerst dünne nadelartige Gebilde andererseits vor. Auch skelettartig ausgebildete Feldspäthe finden sich, die im Querschnitt Buchstaben ähnliche Durchschnitte aufweisen. Die leistenförmigen Durchschnitte zeichnen sich bisweilen dadurch aus, daß einzelne Zwillingslamellen über den allgemeinen Umriß hervorragen. Glaseinschlüsse sind bisweilen, namentlich in größeren porphyrischen Individuen sehr reichlich vorhanden, seltner zonal, meist unregelmäßig angeordnet. Glaseinschlüsse und Einschlüsse anderer Art können so reichlich vorhanden sein, daß nur dünne Rahmen von reiner Feldspathsubstanz im Schnitt sichtbar sind; das ist dann der Uebergang zu den Buchstaben ähnlichen Querschnitten.

§ 4. Wo größere Feldspäthe isolirbar sind, oder wo ihre chemische Zusammensetzung durch Interpretation der Analyse erkennbar ist, oder ferner wo sich die Art durch optische Untersuchung hat feststellen lassen, da hat es sich ergeben, daß sehr oft die Feldspäthe recht basisch

sind, etwa von der Zusammensetzung des Labradors; doch wird in anderen Fällen auch ein viel kalkärmerer Plagioklas zugegen sein, wie dies besonders von denjenigen Gesteinen anzunehmen ist, in denen sich ein größerer Gehalt an Orthoklas mit Sicherheit feststellen läßt. Der letztere hat manchmal einen dem Plagioklas so ähnlichen Habitus, daß beide Feldspäthe nur mit Mühe von einander unterschieden werden können; in anderen Vorkommnissen dagegen ist der Orthoklas in unregelmäßigen Körnern ausgebildet und dabei deutlich schwach röthlich von trüber Substanz.

§ 5. Der Orthoklas zieht als Begleiter den Quarz mit sich, der sich in kleinsten Körnchen zwischen den übrigen Gemengtheilen mehr oder minder reichlich findet, seltener auch porphyrisch in wenig scharf begrenzten Krystallen erscheint. Eine regelmäßige, granophyrische Verwachsung mit Feldspäthen ist beobachtet worden; Flüssigkeitseinschlüsse sind namentlich in größeren Körnern stets vorhanden, Glaseinschlüsse sind noch nicht beobachtet worden.

§ 6. Der Biotit erscheint bisweilen in größeren Krystallen porphyrisch, ohne den ganzen Habitus des Gesteines wesentlich zu beeinflußen; in einigen Vorkommnissen dagegen findet er sich auch in unzähligen kleinen und kleinsten Blättchen im ganzen Gesteine gleichmäßig vertheilt und wird so zu einem bestimmenden, wesentlichen Gemengtheil.

§ 7. Aehnlich ist die Art und Weise des Auftretens der Hornblende, welche im Dünnschliff wohl stets bräunliche Farbentöne aufweist; da ihre Begrenzung oft wenig gut ist, so kann die Unterscheidung von Biotit unter dem Mikroskope etwas schwierig werden. Größere porphyrische Krystalle sind selten.

§ 8. Von Pyroxenen tritt der gemeine Augit am häufigsten auf; seine Farbe ist im Dünnschliff in den meisten Fällen eine licht grünlich-bräunliche, bisweilen ist er etwas intensiver gefärbt, in ganz dünnen Individuen bisweilen anscheinend farblos. In der Grundmasse erscheint der Augit entweder ohne alle selbständige Form, xenomorph, in Körnern zwischen den Feldspäthen, ganz so wie in den meisten Diabasen, oder er ist automorph und hat die Form von länglichen gut begrenzten Säulchen. Die sehr häufigen porphyrischen Augite sind bisweilen sehr scharf krystallisirt, bisweilen aber auch gleichmäßig gerundet. Wie der Plagioklas, so nimmt in einigen Gesteinen auch der Augit eine solche Gestaltung an, daß Buchstaben ähnliche Querschnitte erscheinen. Eine Verwachsung mit Magnetit, gleichsam eine Besetzung der Augitsäulchen mit Magnetitkörnchen ist eine häufige Erscheinung. Glaseinschlüsse sind namentlich in den geologisch etwas jüngeren, hierher gehörigen Gesteinen in sehr großer Menge und vorzüglicher Ausbildung vorhanden. Durch feinfaserige Structur und pinakoidale Spaltbarkeit nimmt bisweilen der Augit einen Habitus an, daß man veranlaßt worden ist, ihn Diallag zu nennen.

§ 9. Dagegen ist vom gemeinen Augit scharf geschieden der Enstatit. Seine schillernden, hellgelben bis bräunlichen, lang säulenförmigen Kryställchen sind nicht selten makroskopisch recht deutlich

wahrnehmbar. Die unzersetzten Enstatite haben klare Substanz und führen oft Glaseinschlüsse; durch Zersetzung gehen sie leicht in Bastit über. Der Enstatit kommt auch mit gemeinem Augit verwachsen vor.

§ 10. Der Olivin tritt meist in ziemlich gut begrenzten Individuen auf und zwar stets porphyrisch in makro- oder mikroskopischem Verhältniß. Höchst charakteristisch sind für ihn die Einschlüsse von scharf begrenzten braunen Oktaedern von Chromit (Picotit), die der Zersetzung sehr widerstehen und zur Erkennung der zersetzten Olivine vortreffliche Dienste leisten.

§ 11. Magnetit und Titaneisen kommen in fast allen Melaphyren in wechselnden Mengen vor; ihre Unterscheidung ist aber bei Weitem schwieriger, als in den Diabasen, oft ganz unmöglich. Der Gehalt an Titan, den Analysen aufweisen, braucht nicht an Eisenoxyde gebunden zu sein, sondern kann auch, wie von *Streng* an dem in § 1 angeführten Gestein von Gräveneck nachgewiesen wurde, in den Augiten oder Hornblenden stecken. Der sehr geringe Grad von Zersetzbarkeit, welchen schwarze opake Körnchen, Stäbchen und Aggregate derselben in manchen Gesteinen aufweisen, macht es wahrscheinlich, daß in ihnen nicht Eisenoxyde, sondern eisenreiche Silicate unbestimmbarer Art vorliegen. Eisenkies ist ein ziemlich häufiger Gemengtheil der Melaphyre.

Wie in allen Eruptivgesteinen, so findet sich Apatit auch in den Melaphyren, meist in farblosen Säulen, seltener braun gefärbt oder mit Staub imprägnirt. Der Quantität nach unterliegt er bedeutenden Schwankungen.

§ 12. Außer den erwähnten Mineralien nimmt an der Zusammensetzung vieler Melaphyre auch noch eine amorphe Basis Theil. Dieselbe ist in weitaus den meisten Fällen ein tief braunes Glas, durch winzigste Körnchen, Globuliten, entglast. Diese runden Kügelchen sind sehr oft nicht opak, vielleicht sind sie an Eisenoxyden reichere Partien, in welchen die Eisenmolekeln die Beweglichkeit verloren, ehe sie, etwa zu Magnetiten, zusammentreten konnten: diese Kügelchen wären gleichsam Magnetit-Embryonen. Außer der gekörnelten Basis findet sich auch durch opake Körnchen und Striche und skelettartige Verwachsungen derselben entglaste Basis; nach *Rosenbusch* kommt auch mikrofelsitische Ausbildung der Basis vor. Ein farbloses Glas als Basis ist selten, doch ist es beachtenswerth, daß dann die gleichzeitig vorhandenen Glaseinschlüsse in den Gemengtheilen braun gefärbt sind.

Ein ganz besonders wichtiges Verhältniß ist es, daß ein gewisser Antagonismus besteht zwischen Augit und gekörnelter Basis: je reichlicher die letztere vorhanden ist, um so spärlicher erscheint der Augit, und es geht dies so weit, daß in einigen Vorkommnissen der Augit ganz fehlt.

3. Zersetzung. § 13. Da die Melaphyre aus der Zersetzung leicht anheimfallenden Mineralien bestehen, so findet man in weitaus den meisten Vorkommnissen schon ziemlich starke Spuren der Einwirkung der Atmosphärilien; die Zersetzung geht in ähnlicher Weise vor sich, wie bei den Diabasen. Die eisenhaltigen Mineralien geben Anlaß zur Entstehung

von Eisenhydroxyden, seltener von Magneteisenstaub. Die Augite gehen sehr oft zunächst in Uralit über, dann in Viridit und Epidot; es scheint mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen zu sein, daß auch Biotit aus Augit hervorgehen kann, während sonst primärer, porphyrischer Biotit sich sehr leicht unter Abscheidung von Eisenhydroxyden zersetzt (Rubellan). Der Olivin geht über in Serpentin, Steatit, in Brauneisen und Carbonspäthe, welche letzteren sich bisweilen in concentrischen Schichten abgelagert finden. Die Feldspäthe liefern thonige Substanzen oder sie geben das Material her zur Bildung von Quarz und anderen Modificationen der Kieselsäure, von Carbonspäthen und schließlich in seltenen Fällen von Zeolithen wie Chabasit, Heulandit, Desmin. Bald unterliegen die Plagioklase eher der Zersetzung, bald die Augite. Die glasige Basis geht meist in ein feinfaseriges und radial struirtes Hydrosilicat über, wie es sich aus den Pyroxenen nicht entwickelt; hiernach ist man dann auch in stark zersetzten Gesteinen im Stande, die ehemalige Anwesenheit einer Basis unter Beobachtung der Structurverhältnisse wenigstens wahrscheinlich zu machen. Die secundären Mineralien finden sich sowohl als Pseudomorphosen nach den primären, als auch auf entfernteren Lagerstätten, in Drusen und kleinen Adern.

§ 14. Wie *Bořický* und *v. Lasaulx* kann man drei Stadien der Zersetzung der Melaphyre unterscheiden. Im ersten Stadium zeigt sich eine leichte Veränderung der Gemengtheile vom Rande oder von Spalten her. Im zweiten Stadium sind Olivin, Basis und ein grosser Theil der Augite gänzlich zersetzt, die Plagioklase stark getrübt, Eisenhydroxyde und Kalkspath sind mit Viridit reichlich vorhanden. Im dritten, im Endstadium ist von primären Gemengtheilen kaum noch etwas übrig: die Massen sind nun Grünerde-Calcitgestein, oder quarzhaltiges Epidotgestein, oder thoniger und quarzhaltiger Brauneisenstein.

4. Structur. § 15. Die zur Familie der Melaphyre zu rechnenden Gesteine unterscheiden sich allgemein dadurch von den zur Familie der Diabase gehörigen, dass sie ein äusserst feines Korn besitzen oder ganz dicht sind, dabei aber sehr oft porphyrische Structur aufweisen. Noch mehr als bei den sauerern alten Gesteinen stehen diese beiden Familien im engsten Zusammenhange und manche Gesteine, die geologisch entschieden mit den körnigen Diabasen zusammengehören, müssen lithologisch zu den Melaphyren gezogen werden, und umgekehrt; die wünschenswerthe streng geologische Sonderung ist zur Zeit noch nicht möglich.

§ 16. Die Melaphyre sind sehr häufig porös, indem kugelige, ellipsoidische oder auch weniger regelmässig gestaltete, wie ausnahmsweise auch röhrenförmige Hohlräume im Gesteine gleichmässig vertheilt sind. Bei der leichten Zersetzbarkeit der Melaphyre sind diese ursprünglichen Hohlräume meist zum Theil oder ganz mit secundären Mineralien erfüllt, die dann die sog. Mandeln bilden, wonach die Bezeichnung Melaphyr-Mandelstein gebildet ist. Nur glasreiche oder wenigstens ganz dichte Melaphyre können Mandelsteinstructur annehmen. Es finden sich aber stets vielfach Uebergänge in nicht poröse Gesteine, so daß z. B.

an einem Vorkommniß zu unterst dichtes massiges Gestein sich vorfindet, darüber Mandelstein, zu oberst eine blasige, schlackige Masse, deren Mandeln vielleicht schon wieder zerstört sind. Bei einigen hierher gehörigen Gesteinen findet sich in ausgezeichneter Weise sphärische Structur und doppelt sphärische, doch sind dies so gut definirte Gesteinsarten, daß erst bei denselben die Structur näher zu erläutern sein wird.

§ 17. Auf die Mikrostructur ist schon durch Erwähnung der Formverhältnisse der Gemengtheile näher eingegangen worden. Die weite Verbreitung der Mikrofluctuationsstructur ist besonders zu erwähnen. Im Allgemeinen sind die Gemengtheile zwar sehr durch einander gewoben, aber doch unter dem Mikroskope leicht aus einander zu halten; es ist im höchsten Grade bemerkenswerth, daß eine so verfilzte Structur, wie sie bei Felsitporphyren nicht selten ist, bei Melaphyren nicht vorkommt; es tritt mit dem Feinerwerden des Kornes viel leichter echte amorphe Basis auf.

5. Concretionen und Secretionen. § 18. In Melaphyren hat man nur in wenigen Fällen Concretionen gefunden, z. B. Olivinknollen mit Bronzit im Augitporphyrit am Latemar in Südtirol. Bei der Untersuchung einer größeren Anzahl von Präparaten von einem Vorkommniß wird man auf sauerere oder basischere Schlieren stoßen, die sich makroskopisch vielleicht gar nicht unterscheiden lassen.

§ 19. Zu den Secretionen gehören die bereits erwähnten Mandeln. In vielen derselben liegt an der Wand des ursprünglichen Hohlraumes zunächst eine dünne Schicht Viridit, Grünerde, Chlorophäit oder dergl., darauf folgt dann Kalkspath, Braunspath, Chalcedon oder Achat. Manche Mandeln sind auch ganz mit grünen Hydrosilicaten erfüllt. Die Mandeln haben sehr verschiedene Dimensionen von mikroskopischer Kleinheit bis zu Erbsen- und Nußgröße. Die noch größeren 5—10 cm im Durchmesser haltenden Mandeln sind fast immer nur durch Achat und Chalcedon oft mit centraler Partie von Bergkrystall und Amethyst gebildet. Die Achatschichten folgen auf einander concentrisch, stets den Wandungen parallel, oder es liegen im unteren Theil der Mandeln die Achatschichten horizontal-parallel, sich nur im grösseren oberen Theil den Contouren anschmiegend. Viele Achatmandeln weisen einzelne röhrenförmige, bis zum Rande gehende Ausstülpungen der Achatschichten auf; man sieht in denselben Infiltrationscanäle für die Zufuhr neuer Substanz. Es mögen hier gleich noch die Enhydros erwähnt werden, mit Flüssigkeit erfüllte Chalcedonmandeln aus einem wahrscheinlich basaltischen Gestein in Uruguay. Die eingeschlossene Flüssigkeit erweist sich als Wasser mit CO_2, SiO_2, Cl, SO_3 und K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO; das Gas der meist vorhandenen Libelle ist atmosphärische Luft mit wenig Kohlensäure. Die Chalcedonmasse ist für Wasser durchdringbar.

§ 20. Auf Adern in zersetzten Melaphyren erscheinen namentlich Carbonspäthe, jedoch auch Kieselsäure, wie besonders Carneol. Ob das gediegene Kupfer, welches in einigen Melaphyren in geringer Menge, am Keewenaw Point im Lake Superior aber in großen Massen vorkommt, secundären oder primären Ursprungs ist, bedarf noch näherer Untersuchung.

6. Lagerung. § 21. Die Melaphyre erscheinen in Lagern, Decken, Strömen und Gängen; ob primäre Kuppen und Stöcke vorkommen, also Lagerungsformen, die nicht Verwerfungen oder der Denudation und Erosion ihre Entstehung verdanken, ist sehr zweifelhaft. Die Form von Lagern, von denen oft mehre über einander folgen, ist bei Melaphyren am häufigsten zu beobachten; wo mehre solche Lager, vielleicht noch durch Tuffe oder andere sedimentäre Gesteine getrennt, über einander folgen, da bewirkt die Erosion bisweilen Treppenstufen ähnlich über einander liegende Abstürze der einzelnen Massen; zu den im Norden Europas früher hiernach „Trapp“ genannten Gesteinen gehören aber außer Melaphyren auch Diabase und jüngere basaltische Gesteine.

§ 22. Absonderungsformen sind bei den Melaphyren nicht besonders charakteristisch ausgebildet; plattige und säulenförmige Absonderung kommt vor, auch bildet sich kugelige Absonderung bei der Verwitterung bisweilen heraus.

§ 23. Ihrem Alter nach gehören die zu den Melaphyren zu rechnenden Gesteine den paläozoischen Perioden an, die meisten gehören der dyasischen Zeit an; die triasischen Melaphyre Südtirols dürften die jüngsten Vorkommnisse darstellen.

7. Genetisches. § 24. Contacteinwirkungen der Melaphyre auf ihr Nebengestein sind nur in wenig Fällen beobachtet worden; so hat man Steinkohle in Anthracit umgewandelt und säulenförmig abgesondert, mergelige Kalke in Jaspis umgeändert gefunden. Da an anderen Stellen aber eine Einwirkung auf Kalksteine gar nicht stattgefunden hat, so bleibt die Frage offen, ob nicht in letzterem Falle circulirende Wasser die Verkieselung herbeigeführt haben.

§ 25. Die Melaphyre tragen aber in sich schon den Beweis, daß sie als Laven ähnliche Massen aufgestiegen und geflossen sind; die ursprünglich blasigen Mandelsteine entsprechen völlig den jungen porösen und schlackigen Basaltlaven; die klastischen vulkanischen Bildungen sind auch bei den Melaphyren in großer Menge vorhanden. Die glasige Basis, welche in sehr vielen Melaphyren steckt, der Reichthum an Glaseinschlüssen in den alpinen triasischen Gesteinen weisen auf hohe Temperatur und ziemlich schnelle Erstarrung der erumpirenden Massen hin; die porphyrische Structur wird in vielen Fällen einzelne, zeitlich getrennte Phasen der Verfestigung erkennen lassen.

8. Arten der Melaphyre. § 26. Der altehrwürdige Name Melaphyr (sprachlich richtiger würde Melamphyr sein) ist hier zur Bezeichnung einer ganzen Familie von Gesteinen benutzt worden, für die sich eine bessere Bezeichnung nicht finden läßt. Kein anderer Gesteinsname hat je so vielerlei verschiedene Dinge bezeichnet, wie Melaphyr; noch in jüngster Zeit hat *Rosenbusch* unter Melaphyr nur die olivinhaltigen Arten begriffen. Indem wir aber zur Bezeichnung einer einzelnen Gesteinsart einen genauer präcisirten Ausdruck benutzen, können wir die Bezeichnung Melaphyr als Familiennamen verwerthen und begreifen damit unter Melaphyr so ziemlich Alles, was jemals mit diesem Namen belegt worden ist.

§ 27. Die beständigsten Gemengtheile der Melaphyre sind, wie oben erwähnt wurde, Plagioklas, Augit und Eisenerze; dunkle, äußerst feinkörnige oder dichte Gesteine dieser Zusammensetzung mit oder ohne glasige oder entglaste Basis sind die Augitmelaphyre; sehr viele solcher Gesteine haben eine porphyrische Structur, indem Plagioklas oder Augit oder auch einige accessorische Biotite, Hornblenden,

Olivine als Einsprenglinge hervortreten. Manche Gesteine verlieren durch die wenig auffälligen Einsprenglinge nicht den Charakter als Augitmelaphyre und man kann nöthigenfalls eine nähere Bezeichnung wie z. B. „mit porphyrischem Plagioklas“ hinzusetzen. Ist aber der porphyrische Charakter stark ausgeprägt, so heißen die Gesteine im Allgemeinen Porphyrit, wie die structurell ähnlichen vom chemischen Typus der Diorite. Hier ist nun Augitporphyrit (auch Augitporphyr) ein Gestein von meist schwarzer Farbe mit reichlichen und meist mehre mm im Durchmesser haltenden Augiten, die leicht in Uralit übergehen können und dadurch zur Bezeichnung Uralitporphyrit Anlaß geben. Diese Augitporphyrite finden sich in vorzüglicher Schönheit in Südtirol, wo sie zur Zeit der mittleren und oberen Trias als Laven geflossen sind, begleitet von mancherlei vulkanischen Trümmergesteinen. Auch Lavatrümmerströme werden erwähnt.

§ 28. Porphyrische Feldspäthe sind in manchen Melaphyren ganz gleichmäßig in geringer Menge verbreitet. Im Labradorporphyrit, der z. B. in den Vogesen und bei Elbingerode im Harz weit verbreitet ist, sind Labradore reichlich und in auffälliger Weise eingesprengt. Hierher gehört der Porfido verde antico aus dem Pelopones und das ihm ganz ähnliche Gestein von der irischen Insel Lambay. Ist die Art des Plagioklases nicht bestimmbar, z. B. wegen Zersetzung, oder kommen mit Plagioklasen zugleich auch Augite reichlich als Einsprenglinge vor, so bezeichnet man solche Gesteine gewöhnlich als Diabas-Porphyrit, um damit anzudeuten, daß sie als Melaphyre zum chemischen Typus des Diabases gehören. Solche Porphyrite haben nicht selten secundär braune Farbe, enthalten wohl auch Olivin und stehen in naher geologischer Beziehung zu den an die Diorite lithologisch sich anschließenden Porphyriten. Solche Gesteine aus der Gegend von Ilmenau hat *E. E. Schmid* als Paramelaphyre bezeichnet.

§ 29. Wenn zwar nur einzelne Biotite in einem Augitmelaphyr vorkommen, aber doch augenfällig sind, so wird man denselben als glimmerhaltigen Melaphyr oder etwa als Augitmelaphyr mit porphyrischem Glimmer bezeichnen; verschieden davon ist der Glimmermelaphyr, in welchem der Glimmer ein wesentlicher und häufiger, meist in zahlreichen kleinen und kleinsten Blättchen vorhandener Gemengtheil ist. Augit enthalten diese Gesteine stets, daneben bisweilen local Hornblende, öfter aber Olivin, worin ihre Zugehörigkeit zu den basischen Gesteinen ihren Ausdruck findet. Bisweilen hat der Biotit ganz den Habitus wie in den sauerern Lamprophyren, denen sie sich in ihrem ganzen Habitus und in ihrem geologischen Auftreten anschließen (Olivinkersantit); als derartig sind bisher nur wenige Gesteine bekannt, z. B. der Melaphyr, der in zwei Gängen den Syenit im Plauenschen Grunde bei Dresden durchsetzt, ferner ein Lamprophyr aus dem Rumpelthal bei Elsterberg in Thüringen. Es giebt jedoch auch Glimmermelaphyre, welche nicht den Habitus der Lamprophyre aufweisen, z. B. in Südtirol.

§ 30. Hornblende erscheint in einigen Melaphyren in ziemlicher Menge in kleinen Körnern und wenig scharfen Säulchen und giebt dadurch dem Gesteine, allerdings erst unter dem Mikroskope, einen eigenen Habitus. Solche Gesteine werden Hornblendemelaphyr genannt. Sie enthalten neben Hornblende und Augit bisweilen auch Olivin. In Niederschlesien, in Böhmen, in Tirol sind sie weit verbreitet. Es ist beachtenswerth, daß alle diese durch Hornblende oder Glimmer ausgezeichneten Melaphyre, sowie noch einige andere von dem Typus der reinen Plagioklas-Augit-Gesteine abweichenden und in ihrer Zusammensetzung stets schwankenden Massen gerade in Gängen häufig vorkommen, während große Lager aus gleichmäßiger und einfacher zusammengesetzten Augitmelaphyren bestehen.

§ 31. Die augitfreien Melaphyre enthalten stets reichlich braune, gekörnelt glasige Basis gleichsam als Vertreter des Augites; die Basis erscheint als ein Alles durchtränkendes Substrat und kann recht wohl eine dem Augit sich nähernde chemische Zusammensetzung haben, welche von der des Gesammtgesteines abweicht. Uebrigens findet Uebergang in augitarme Melaphyre statt, und es bedarf noch näherer Untersuchung, ob wirklich ganze geologische Einheiten augitfrei ausgebildet sein können.

§ 32. Neben Augit erscheint öfters etwas Enstatit, zum Theil porphyrisch eingesprengt; in anderen Vorkommnissen ist aber der Enstatit so häufig oder gar ausschließlich vorhanden, daß diese Gesteine als Enstatitmelaphyr bezeichnet

werden können. In der Gegend von Lähn in Niederschlesien sind sie in größerer Zahl aufgefunden worden, ferner gehören hierher viele der von *Streng* als Palatinite bezeichneten Gesteine aus der Rheinpfalz.

§ 33. Wo der Enstatit spärlicher neben Augit auftritt, erweist er sich gleichsam als Vertreter des Olivins; die reichliche Anwesenheit des letzteren bedingt die Art der Olivinmelaphyre. Zu diesen gehören die basischsten Gesteine dieser Familie, doch ist zu erwähnen, daß so sehr basische Gesteine wie unter den Diabasen unter den Melaphyren noch nicht bekannt sind; hierher gehörige Aequivalente der Palaeopikrite scheinen gänzlich zu fehlen. Die Olivinmelaphyre sind in der Dyas in Böhmen und Niederschlesien, im sächsischen Erzgebirge, in der Gegend von Ilfeld im Harz, in der südlichen Rheinprovinz weit verbreitet; Gesteine mit glasiger Basis und ohne solche, feinstkörnige bis dichte, mit oder ohne Mandelsteinstructur kommen wie bei den olivinfreien Augitmelaphyren in mannichfachem Wechsel mit einander vor.

§ 34. Während der Olivinmelaphyr die basischsten Glieder der Familie begreift, giebt es nun auch dunkelgraue, sehr feinkörnige bis dichte Melaphyre, welche sich durch einen Gehalt an Orthoklas (und Quarz) auszeichnen und als Orthoklasmelaphyre bezeichnet werden können. Diese Gesteine mit nicht zu hohem Kieselsäuregehalte, dabei noch reich an Eisenoxyden und Alkalien, gehören ihrem ganzen geologischen Vorkommen nach unzweifelhaft zu den Melaphyren; die Anwesenheit von Orthoklas und Quarz in gleichmäßiger Vertheilung ist dieser Classification ebensowenig hinderlich, wie das reichliche Vorkommen von Pyroxen der Zutheilung gewisser Gesteine zu den Felsitporphyren: die Orthoklasmelaphyre verhalten sich ähnlich zu den reinen Augitmelaphyren, wie die Pyroxen-Felsitporphyre zu den gemeinen Felsitporphyren. In Bezug auf die Structur der Orthoklasmelaphyre ist zu beachten, daß die Feldspäthe nicht sowohl in Leistenform, als vielmehr in Körnern erscheinen; eine Basis scheint nie vorzukommen, dagegen sind die Gesteine meist porphyrisch ausgebildet. Hierher gehören die durch röthliche Orthoklase porphyrischen Gesteine von der Leuchtenburg bei Kabarz und aus dem Trusethal in Thüringen, ferner das durch sehr große, glasglänzende Labradore (neben wenigen sehr großen Orthoklasen) porphyrische Gestein von Tannebergsthal im sächsischen Erzgebirge.

§ 35. Als einige andere Gesteinsnamen, mit denen zum Theil hierher, zum Theil aber auch zu den Diabasen gehörige Massen belegt worden sind, wären noch zu erwähnen Mikrodiabas, Trapp, Aphanit, Spilit, Eisenspilit, Sillit, Allgovit, Nonesit, letztere drei aus den Alpen.

§ 36. Die Melaphyre und Diabase haben nun auch glasige Modificationen aufzuweisen. Der in § 1 angeführte sog. Melaphyr-Pechstein vom Weißelberge bei St. Wendel wird gewöhnlich hierher gerechnet, obwohl seine chemische Zusammensetzung damit nicht recht stimmt; in einer vorherrschenden braunen Glasmasse liegen verstreut Plagioklasleisten und mit Magnetiten besetzte Augitsäulchen. In Schweden und Finnland setzen in Gesteinen der archäischen Formationen wenige cm mächtige Trappgänge auf, die glasige Saalbänder besitzen; unter dem Mikroskope sieht man ein braunes, gekörneltes Glas, unter dessen mikroskopisch kleinen Einsprenglingen sphärulitische Bildungen besonders erwähnenswerth sind. Der Wichtisit von Wichtis und der Sordavalit von Sordavala in Finnland gehören ebenfalls hierher; beide enthalten einige kleine Mandeln.

§ 37. An diese beinahe rein glasigen Gesteine schließen sich zwei andere Arten an, die geologisch zwar nach Alter und Lagerung ganz zu den Diabasen gehören, lithologisch aber wegen ihrer meist dichten Ausbildung hierher gerechnet werden müssen.

Der neuerdings von *Dathe* untersuchte und seiner wahren Natur nach erkannte Kalk-Variolit (bisher meist, und auch von *Dathe*, als Kalkdiabas, Kugeldiabas oder Diabas-Mandelstein aufgeführt) erscheint im Fichtelgebirge, im Frankenwald, im sächsischen Vogtlande und in Niederschlesien in Lagern oder Strömen im obersten Devon; fast alle Vorkommnisse zeigen sphärische Structur und zwar doppelt sphärische. Die ganze Ablagerung zerfällt nämlich in mehre dm bis über Meter dicke Kugeln oder Ellipsoide, bisweilen mit Partien ohne Kugelbildung zwischen sich; die Zwischenräume zwischen den großen Kugeln werden von einer undeutlich struirten Masse eingenommen, oder die Sphäroide schmiegen sich auch durch Buckel und Höhlungen

an einander. In jedem der Sphäroide liegen von Kalkspath erfüllte rundliche oder mehr unregelmäßige Mandeln von ca. 1—5 mm Durchmesser in Zonen der äußeren Begrenzung des Sphäroides parallel angeordnet; das Centrum pflegt unregelmäßiger struirt zu sein oder auch der Mandeln ganz zu entbehren. Die schwarze Substanz des Gesteines läßt unter dem Mikroskop meist eine starke Zersetzung erkennen; wo recht frische Masse vorhanden ist, findet man glasige Basis, Trichite, skelettartig gruppirte Opacite, dünne Nadeln von Feldspäthen und Augiten, sphärulitartige Bildungen aus letzteren beiden Gemengtheilen, kurz eine Mikrostructur, wie sie in schnell erstarrter basischer Lava öfters gefunden wird, noch besonders charakterisirt durch die sphärulitartigen Bildungen. Die nächste Umgebung der Kalkmandeln weist diese Phänomene besonders ausgeprägt auf, wie es ja auch bekannt ist, daß bisweilen in Melaphyr-Mandelsteinen die ursprünglichen Hohlräume von einer Kruste mit glasigem Habitus bekleidet sind.

§ 38. An den Kalk-Variolit schließt sich an der Variolit; dieses Gestein verhält sich zu Diabas etwa wie der Sphärulitfels zum steinigen Liparit (oder besser zum Nevadit). Es sind Magmen, die zum größten Theil sphärulitisch erstarrten; sie treten in Lagern an der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon im Fichtelgebirge, Frankenwald und sächsischen Voigtlande auf. In den hell grünlich grauen Gesteinen gewahrt man etwa 1—5 mm im Durchmesser haltende Kügelchen, Variolen, von porzellanartigem Habitus bald reichlicher, bald spärlicher verstreut; die zwischen ihnen liegende, etwas dunklere Masse erweist sich unter dem Mikroskop meist stark zersetzt. Die Gruppirung der Kügelchen ist nach Vorkommnissen sehr verschieden; bisweilen liegen sie unregelmäßig verstreut (Schönfels in Sachsen); bald zeigen sie sich in handgroßen Partien eng gehäuft, während sie dazwischen fehlen (Wiersberg in Oberfranken); bald bilden sie metergroße Sphäroide ohne scharfe Grenzen im Gestein, zwischen denen eine Masse liegt von porzellanartigem Habitus, aus unter einander verschmolzenen Variolen bestehend (Berneck im Fichtelgebirge); bald endlich weist das ganze Gestein eben so schöne doppelt sphärische Structur auf (Raitschin bei Hof), wie die Kalk-Variolite und wie bisweilen die früher besprochenen Leukophyre. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Variolen sphärulitische Bildungen sind von wahrhaft felsitischem Habitus, aus so feinen Elementen, daß ihre Deutung meist ganz unmöglich ist. Doch kommen auch Stellen vor, in denen man skelettartige Augite und polysynthetisch verzwillingte Plagioklase deutlich erkennen kann. In der zwischen den einzelnen Variolen liegenden Masse findet sich meist reichlich Viridit; amorphe, glasige Basis ist bisher nirgends gesehen worden. Bei Schönfels in Sachsen enthält der Variolit auch Kalkspathmandeln stellenweise, so daß sich auch hierdurch wie durch die sphärulitische Structur die Verwandtschaft der Variolite mit den Kalkvarioliten offenbart. In den Savoyischen Alpen sollen die Variolite als Saalbänder von Diabasgängen auftreten.

Bei Kalk-Varioliten, die ursprünglich sehr kalkreich gewesen sein müssen und bei Varioliten, die meist eisenarm sind, fragt es sich noch, in wieweit ihre chemische Zusammensetzung von Einfluß auf die Herausbildung der höchst eigenthümlichen Structurverhältnisse gewesen ist.

9. Klastische Gesteine der Melaphyre. § 39. Wenn schon die massigen Melaphyre der Zersetzung leicht unterliegen, so gilt dies noch viel mehr von den lockeren Auswürflingen bei den Melaphyreruptionen; doch scheinen Melaphyr-Tuffe lange nicht so verbreitet zu sein wie z. B. Felsittuffe. Die Melaphyr-Tuffe stellen sich als schwarze oder rothbraune erdige Massen dar, die meist auch weißen Glimmer und Quarzkörner enthalten. Das Empordringen der Augitporphyrite der Trias in Südtirol ist auch von gewaltigen Aschen- und Schlackeneruptionen begleitet gewesen, deren Material zum Theil an Ort und Stelle zur Ablagerung kam, zum Theil erst vom Meere aufbereitet wurde zu mit fremdem, klastischem Material gemischten sog. regenerirten Tuffen. Conglomerate und Breccien der Melaphyre kommen auch vor, wiewohl selten. Die wenigen Melaphyr-Tuffe, welche bisher mikroskopisch untersucht wurden, haben deutliche Trümmer-Structur erkennen lassen; von den ursprünglichen mineralischen Gemengtheilen ist aber meist wenig oder gar nichts mehr zu erkennen; Calcit, Viridit, Epidot, hornsteinähnliche Massen von Kieselsäure, dazu ganz unbestimmbare weiße und opake Massen und Eisenhydroxyde sind unter dem Mikroskop erkennbar.

XII. Familie der Basalte.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	53.81	13.48	3.02	7.39	6.46	10.34	3.23	0.64	0.57	
2.	52.64	10.42	7.36	5.74	6.87	9.42	4.24	2.08	0.22	
3.	51.12	10.09	5.35	8.59	9.68	9.72	3.38	0.56	1.31	
4.	49.60	16.89	—	11.92	7.56	13.07	1.24	0.20	—	
5.	49.27	18.54	6.98	5.62	3.76	10.38	3.45	2.22	—	
6.	46.31	16.85	9.85	4.43	5.44	10.28	3.34	1.41	—	
7.	44.85	17.56	—	13.75	9.74	12.83	0.24	0.90	0.60	
8.	44.49	22.94	7.90	6.14	2.96	5.75	5.36	2.10	3.03	Glv.
9.	42.68	9.42	11.55	7.23	10.09	13.15	2.71	1.16	1.06	Glv.
10.	42.24	8.66	7.45	8.36	12.27	11.76	4.02	1.08	3.71	Glv.

1. Basalt-Obsidian von Hawaii, mit TiO_2 2,01. **2.** Dolerit vom Meißner in Hessen, mit TiO_2 1,08; P_2O_5 1,24. **3.** Basalt-Bimsstein vom Mauna Loa auf Hawaii (TiO_2 nicht beachtet, aber wohl vorhanden). **4.** Eukritlava von der Thjórsá in Island, mit Spuren von Mn, Co, Ni. **5.** Doleritlava vom Aetna, mit Spur von Cl. **6.** Staubförmige Asche von Catania am Aetna vom Nov. 1843, mit SO_3 2,21; NH_4Cl und Gyps 0,52. **7.** Basalt vom Spitzberg bei Striegau in Niederschlesien, mit MnO 1,32. **8.** Augitit vom M. Penoso auf Mayo, Capverden. **9.** Hornblendebasalt mit Nephelingehalt vom Todtenköpfchen bei Gersfeld in der Rhön, mit TiO_2 0,51; P_2O_5 1,29. **10.** Feldspathfreier Basalt mit Hornblende vom Beuelberg bei Kircheip, SO des Siebengebirges, mit TiO_2 0,92; P_3O_5 0,89.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die Basalte erweisen sich im Großen und Ganzen als die jüngeren Vertreter der Diabase und Melaphyre; es treten auch hier dieselben Hauptgemengtheile auf, Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit und glasige Basis, doch zeigen sich auch auffällige Unterschiede von jenen älteren Gesteinen, so in dem Fehlen des Enstatites, in dem gelegentlichen Auftreten von Nephelin und Leucit.

§ 3. Der Plagioklas erscheint in den Basalten beinahe ausnahmslos in nach der Brachyaxe gestreckten Individuen, die im Schliff leistenförmig erscheinen; weniger gestreckte Formen weisen die Plagioklase nur in einigen grobkörnigen Gesteinen auf. In letzteren Fällen kann man auch leichter eine Verzwillingung nach zwei Gesetzen auf einmal wahrnehmen, die bei den schmal leistenförmigen Krystallen sehr selten ist. Auch zonaler Aufbau der Feldspäthe ist nur in wenigen Fällen beobachtet worden. Die Plagioklase liegen meist einzeln in der Gesteinsmasse, bisweilen aber legen sich einige Individuen an einander, durch nichts oder vielleicht nur durch eine schmale Glashaut von einander getrennt; in einigen Vorkommnissen findet man hin und wieder sternförmige Aggregate von Feldspäthen; es ist überdies nicht unwahrscheinlich, daß bisweilen unter rechtem oder schiefem Winkel aufeinanderstoßende Plagioklase nach Zwillingsgesetzen mit einander verwachsen sind. Es ist auffällig, daß diese Plagioklasleisten der Basalte fast stets

frei sind von Einschlüssen irgend welcher Art, doch hat man bisweilen Glaseinschlüsse und in wenigen Fällen Einschlüsse liquider Kohlensäure beobachtet.

§ 4. Was die chemische Constitution der Plagioklase anbetrifft, so dürften in verschiedenen Gesteinen verschiedene Arten davon vorkommen; gewiß ist es, daß auch Anorthit in den Basalten erscheint, ebenso gewiß aber, daß in anderen Fällen viel sauerere Plagioklase vorliegen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch monokliner Feldspath, Sarnidin, in einigen Basalten vorkommt, doch ist dessen Nachweis mit der größten Schwierigkeit verbunden; der Kaligehalt der Analysen weist an und für sich ebensowenig darauf hin, wie das Fehlen polysynthetischer Zwillingsstreifung an einzelnen Feldspathdurchschnitten im Schliff.

§ 5. An Augit sind alle Basalte meist sehr reich; der Fall, daß Augit gänzlich fehlt, wie dies bei den Melaphyren vorkommt, scheint nicht einzutreten. Die Farbe des schwarzen Augites ist im Schliff meist eine bräunliche, bald heller, bald dunkler; auch tiefbraun gefärbte weisen keinen Pleochroismus auf. Zonaler Aufbau, der sich im Farbenwechsel kund giebt, ist nicht selten. Die Formausbildung des Augites ist oft eine sehr scharfe, in geeigneten Schnitten kann man eine gute Spaltbarkeit nach den Säulenflächen wahrnehmen, nicht gerade selten auch eine nach dem Orthopinakoid. Die Anwesenheit eines rhombischen Pyroxens hat man bisher nur in sehr wenigen Fällen wahrscheinlich zu machen gesucht. Außer guten Krystallen kommen auch abgerundete Formen vor; am häufigsten sind kleine, dicke Säulchen von sehr geringen Dimensionen, hinab bis zu Mikrolithen. Dadurch daß Augite in der Richtung der Verticalaxe nur in den äußeren Theilen, nicht im Centrum fortwachsen, entstehen im Durchschnitt gegabelte Formen, die für glasreiche Basalte zum Theil recht charakteristisch sind. In einzelnen Fällen erscheinen die Augitindividuen von eingeschlossenen Feldspathlamellen wie zerhackt, dadurch nähert sich ihr Habitus dem der Augite in vielen Diabasen. Zwillingsbildungen nach dem Orthopinakoid sind nicht gerade selten, nach anderen Gesetzen kommen ihrer auch vor. An Einschlüssen mannigfacher Art pflegen größere Augite reich zu sein; Glaseinschlüsse sind überall zu finden, Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure kommen vor. Manche Augite sind so reich an Glaseinschlüssen, daß die Augitsubstanz nur ein Netzwerk darstellt; Interpositionen opaker Körperchen, gesetzmäßig angeordnet, kommen vor.

§ 6. Biotit erscheint in Basalten nicht gerade selten, aber nur spärlich, in winzigen, unregelmäßig begrenzten Blättchen im Gesteinsgewebe, ohne den Habitus des ganzen Gesteines zu beeinflussen. Hornblende, im Dünnschliff stets braun durchscheinend, tritt nur als Einsprengling mit abgerundeten Contouren meist schon makroskopisch wahrnehmbar auf. Die meisten Hornblende führenden Basalte enthalten auch etwas Nephelin; es wird bei der Familie der Nephelinite näher auf die basaltische Hornblende einzugehen sein.

§ 7. Der Olivin ist in den meisten Basalten, welche ihn überhaupt enthalten, bereits makroskopisch wahrnehmbar, indem er in aus-

gezeichneter Weise als Einsprengling auftritt, oft ist er der einzige makroskopisch bestimmbare Gemengtheil der Basalte. Auch unter dem Mikroskop bewahrt der Olivin meist den Charakter als Einsprengling, obwohl er in manchen Basalten überhaupt erst mikroskopisch nachweisbar ist. Nur selten erscheint er in winzigen Körnchen, nicht größer als etwa die Augite desselben Gesteines; Mikrolithe von Olivin sind in einigen vulkanischen Producten nachgewiesen worden. Sehr oft hat der Olivin als Erstgeborener der Gemengtheile gute Krystallform, auffällige, namentlich einseitige Abrundungen werden auf eine spätere Abschmelzung zurückgeführt. Gegabelte Wachsthumsformen kommen vor, Durchkreuzungs-Zwillinge sind selten. An Einschlüssen beherbergt der Olivin sehr oft Glaspartikeln, dann aber ziemlich regelmäßig winzige Oktaeder eines Minerales der Spinellgruppe; nicht immer dürften diese Spinelle Picotit oder Chromit sein, da sie bisweilen mit grüner Farbe durchscheinend, in anderen Fällen ganz opak sind. In manchen Gesteinen fehlen dem Olivin die oktaedrischen Einschlüsse gänzlich. Die Olivine sind bald eisenreich, bald eisenarm; es ist anzunehmen, daß die eisenreichen bei der Zersetzung leicht durch Eisenhydroxyde roth gefärbte secundäre Producte ergeben. Ueberhaupt aber ist der Olivin derjenige Gemengtheil, welcher stets zuerst der Zersetzung anheimfällt; vom Rande und von Spalten her bildet sich faseriger Serpentin von grünlicher oder gelblicher Farbe, selten bietet sich der Serpentin in radialfaserigen Kugeln dar.

§ 8. Von Eisenerzen herrscht der Form nach zu urtheilen der Magnetit entschieden vor; die opaken Oktaeder kommen in sehr verschiedenen Größen vor, in seltenen Fällen treten sie mit winzigsten Dimensionen als Staub das ganze Gestein imprägnirend auf. Vieles Magneteisen mag titanhaltig sein, große Körner von sog. schlackigem, titanhaltigem Magneteisen sind öfters als Einsprenglinge aufgefunden worden. Titaneisen ist nur äußerst schwer als solches erkennbar, außer etwa wenn die Krystalle desselben stark verzerrt sind und, nach einer Nebenaxe gestrekt, lange schmale Tafeln darstellen. Vielleicht gehören zum Titaneisen auch die sehr weit verbreiteten winzigen und sehr dünnen Täfelchen von chokoladenbrauner Farbe, die nicht als Biotit zu deuten sind; vielleicht liegen in ihnen auch Blättchen eines titanhaltigen Hämatites vor. Nirgends hat man bisher die Bildung von Leukoxen aus Titaneisen in Basalten beobachtet. Gediegenes Eisen dürfte in einigen Basalten mit Sicherheit nachgewiesen sein, Eisenkies dagegen ist nur sehr selten gefunden worden, vielleicht gehört er in den wenigen Fällen seines Vorkommens nicht ursprünglich dem Basaltmagma an. Apatit wird wohl in allen Basalten anwesend sein, wenngleich er oft schwer aufzufinden ist.

§ 9. Eine hyaline Basis ist in vielen Basalten vorhanden, in einigen Gesteinen herrscht sie völlig. Die glasige Basis hat meist eine ziemlich dunkelbraune Farbe, seltener ist sie hellgelblich, noch seltener farblos. Es ist auffällig, daß in einigen Fällen sowohl dunkle als auch helle Glasmassen innerhalb desselben Gesteines vorkommen, es spricht

dies für Differenzirungen schon innerhalb des amorphen Magmas. In manchen Basalten erscheint die glasige Basis völlig homogen und frei von Interpositionen; eine erste Differenzirung wird dadurch offenbar, daß das Glas in der unmittelbaren Nähe der Magnetite oder anderer eisenhaltiger Gemengtheile lichter gefärbt ist, doch tritt auch bisweilen gerade das Gegentheil ein. Als Entglasungsproducte treten nicht gerade oft, dann aber in großer Menge Globuliten auf; häufiger ist die Entglasung durch opake Trichite, welche dann meist in gesetzmäßiger Weise mit einander zu gestrickten Figuren, zu Federfahnen oder Moos ähnlichen Aggregaten verwachsen sind; bisweilen ist die Menge der Ausscheidungen so groß, daß amorphes Glas nur mit Mühe an den dünnsten Stellen der Präparate nachweisbar ist. Sphärulitische Entglasungsproducte kommen auch vor, sie sind von *Cohen* in glasigen Gesteinen von Hawaii nachgewiesen worden; auch ein gänzliches Zerfallen der scheinbar homogenen Masse zwischen gekreuzten Nicols in lauter das Interferenzkreuz scharf zeigende Sphärulite ist von ihm beobachtet worden.

3. Structur. § 10. Die Gesteine der Familie der Basalte weisen beinahe alle Structurformen auf, welche überhaupt bei anogenen Gesteinen vorkommen. Grobkörnige Modificationen sind nicht gerade selten, man nennt solche Gesteine Dolerit, dieselben zeigen manche Eigenthümlichkeiten, indem die Feldspäthe weniger leistenförmig ausgebildet sind, die Apatite in langen Nadeln alle Gemengtheile durchstoßen, die Olivine weniger auffällig porphyrisch hervortreten. Sehr selten sind die Dolerite ganz gleichmäßig körnig, meist steckt zwischen gröberen Mineralkörnern noch eine feiner körnig struirte Masse.

§ 11. Anamesit hat man Gesteine genannt, deren Korn so klein ist, daß man nur noch die körnige Zusammensetzung überhaupt, aber nicht mehr die Gemengtheile ihrer Art nach unterscheiden kann. Dieser Name scheint mehr und mehr ungebräuchlich zu werden. Die meisten Basalte erscheinen dem unbewaffneten Auge als homogene schwarze Massen von muscheligem Bruch mit größerem oder geringerem Glanz. Porphyrisch sind viele Basalte durch Olivin; nur selten ereignet es sich, daß Plagioklase gleichmäßig porphyrisch und makroskopisch gut wahrnehmbar ausgeschieden sind. Eine mikroporphyrische Structur wird oft durch Olivin sowohl wie durch Augit bewirkt.

§ 12. Neben den steinigen Basalten kommen auch glasige Basalte vor; wie die steinigen Basalte ursprünglich porös erstarrt sein können, so können letztere selbst Bimssteinstructur annehmen. Durch secundäre Ausfüllung der Hohlräume von Basalten entstehen die Basalt-Mandelsteine. Schlackige und lockere Structur findet sich an den Producten der Vulkane, an Laven, Auswürflingen, Lapilli, Sanden und Aschen.

§ 13. Unter den mikroskopischen Structureigenthümlichkeiten ist zunächst die Mikrofluctuationsstructur zu erwähnen, die sehr oft in ausgezeichneter Weise durch annähernd parallele Lagerung der Feldspäthe ausgebildet ist. Manche auch der dichtesten Basalte erweisen sich unter dem Mikroskope als völlig krystallin, ohne eine Spur von amorpher Masse außer in den Glaseinschlüssen. In sehr vielen anderen ist zwischen

den Mineralkörnern eine amorphe Basis vorhanden und zwar nur in meist nicht zusammenhängenden Partien eingeklemmt zwischen den krystallinischen Gemengtheilen. In noch anderen Fällen ist die amorphe Basis so reichlich, daß sie gleichsam ein Substrat bildet, in dem die mineralischen Gemengtheile schwimmen. Hieran schließen sich dann die vorwiegend glasigen Gesteine. Solche Unterschiede in der Mikrostructur sind bisweilen in einzelnen Ablagerungen ziemlich constant, in anderen findet ein häufiger Wechsel in der Structur statt, sie kann also nicht etwa zur Classification benutzt werden.

4. Secretionen und Concretionen. § 14. Hohlräume in Basalten werden nicht selten durch secundäre Mineralien ausgefüllt; als solche erscheinen Kalkspath, Aragonit, mehre Zeolithe; in dieser Weise findet sich auch der Bol in Basalten; Hyalith bekleidet bisweilen Klüfte und Poren. Die secundären Substanzen finden sich auch in kleinen Trümmern. Concretionen werden durch Augite gebildet; in Dünnschliffen sieht man sehr häufig kleine Partien, die vorwiegend von Augit gebildet werden, sog. Augitaugen. Größere Partien im Gesteine sind bisweilen an Augit und Magnetit sehr reiche Gemenge, die allerdings makroskopisch schlecht unterscheidbar sind. Die auffällige Armuth eines einzigen Präparates an Feldspath weist also nicht im Entferntesten darauf hin, daß die ganze Ablagerung feldspatharm sei. Auch der Olivin bildet bisweilen kleine Augen, aber er erscheint auch als vorherrschender Gemengtheil großer Massen, welche wahrscheinlich einer Differenzirung des Magmas ihre Entstehung verdanken; sie sollen weiter unten im Abschnitt Genetisches genauer besprochen werden.

5. Lagerung. § 15. Die Basalte erscheinen wie die anderen jüngeren Eruptivgesteine seit dem großen Abschnitte, welcher sich in der Erdbildung nach dem Ende der Kreideperiode erkennen läßt, bis auf den heutigen Tag an die Erdoberfläche aus der Tiefe hervordringend. In allen Lagerungsformen der anogenen Gesteine findet sich der Basalt, in Lagern, Strömen, Decken, Gängen und primären Kuppen, welche letzteren jetzt meist als sog. homogene Vulkane, als die centralen massigen Kerne im Uebrigen durch Erosion zerstörter Vulkane gedeutet werden. Basaltdecken, oft in mehrfachem Wechsel über einander liegend, kommen vielorts, so namentlich im Nordwesten Europas vor; Basaltströme finden sich an thätigen und erloschenen Vulkanen; Basaltgänge durchsetzen Gesteine verschiedensten Alters, bald sind sie mächtig und weithin verfolgbar, bald aber auch nur sehr schmal und klein. Gänge im Zusammenhange mit größeren Ablagerungen gleichsam als deren Wurzeln sind mehrfach beobachtet worden. In Gebieten, wo Basalte reichlich vorhanden sind, kann man meist verschiedenaltrige Gesteine unterscheiden. In Deutschland finden sich Basalte in einem breiten Streifen von der Rheinprovinz im Osten bis Niederschlesien im Westen.

6. Absonderung. § 16. Die Basalte zeigen fast stets ausgezeichnete, regelmäßige Absonderung; die säulenförmige ist dabei weitaus am häufigsten. In auffälliger Gleichmäßigkeit sind ganze Ablagerungen in 3—6 seitige scharf und ebenflächig begrenzte Säulen von bald sehr geringer, bald

sehr großer Mächtigkeit abgesondert und stets stehen die Säulen senkrecht auf den Grenzflächen der Ablagerung: horizontale Lager sind in senkrecht stehende Säulen zertheilt, so z. B. an dem berühmten Gigantendamm (giants' causeway) in Nordirland, auf der schottischen Insel Staffa an der Fingalshöhle; Kuppen weisen nicht selten eine meilerartige Gruppirung der Säulen auf. Eine fächerförmige Anordnung der Säulen findet sich bisweilen auch um Vorsprünge des durchbrochenen Gesteines. In Gängen liegen die Säulen meist horizontal. Dickere Säulen sind bisweilen nach oben oder unten zu in mehre dünne zertheilt, wie denn auch eine Quergliederung aufrecht stehender Säulen durch horizontale Absonderungsflächen sich einstellt. Diese Erscheinung bildet den Uebergang zu der plattenförmigen Absonderung, die in reiner Ausbildung doch wohl nur sehr selten vorkommt. Kugelige Absonderung, durch Verwitterung deutlich werdend, findet sich in der sog. Käsegrotte bei Bertrich in der Eifel. Unregelmäßig polyedrische Zerklüftung kommt bei Basalten sehr häufig vor.

7. Zersetzung. § 17. Die Zersetzung der Basalte geht von den äußeren Grenzen und Absonderungsklüften aus vor sich; es bildet sich um die einzelnen Blöcke eine heller gefärbte Kruste von geringer Mächtigkeit. Indem bei fortschreitender Einwirkung der Atmosphärilien diese Kruste bald gänzlich zerstört und weggeführt wird, kommt es zur Bildung von Felsenmeeren auf den Gipfeln von Basaltbergen in ähnlicher Weise wie bei den Graniten. In anderen Fällen, wo die Fortführung des zersetzten Materiales nicht so leicht möglich ist, wird schließlich die ganze Ablagerung bis zu gewisser Tiefe zu einer grauen oder braunen ziemlich homogen erscheinenden thonigen Masse zersetzt, die wohl auch als Basaltwacke bezeichnet wird. Dieselbe enthält öfters noch einzelne feste Kerne von weniger zersetztem Basalt, meist ist sie durch Wegführung mancher Bestandtheile in Solutionen durch und durch fein porös. Wackenthon ist das schließlich vielleicht zum Theil auf secundärer Lagerstätte befindliche Endproduct der Basaltverwitterung, die auf einer Wegführung der Alkalien, des Kalkes und eines Theiles der Kieselsäure und auf einer Aufnahme von Wasser und einer theilweisen Umänderung der Oxydationsstufen des Eisens beruht. Basalteisenstein entsteht bisweilen z. B. im Vogelsgebirge in Knollen bis zu Kopfgröße oberflächlich bei der Verwitterung; es ist ein kieselsäurehaltiges Eisenhydroxyd. Die Reihenfolge, in welcher die Bestandtheile der Basalte der Verwitterung anheimfallen, scheint etwa folgende zu sein: Olivin, Basis, Magnetit, Plagioklas, Augit.

8. Arten der Basalte. § 18. In den zu der Familie der Basalte gehörigen Gesteinen findet nur geringe Verschiedenheit in Bezug auf ihre mineralische Zusammensetzung statt; meist beruht die Verschiedenheit der Gesteinsarten auf der Structur oder verhältnißmäßigen Quantität der einzelnen Gemengtheile, womit dann zum Theil Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung Hand in Hand gehen. Unter den steinigen Basalten hat man zunächst eine Unterscheidung nach der Korngröße vorgenommen in Dolerit, Anamesit und Basalt. Wenngleich diese dreierlei Gesteine ihrer Zusammensetzung nach genau übereinstimmen können, so ist doch der Unterschied aus geologischen Gründen aufrecht zu erhalten; es ist uns auch noch nicht sicher bekannt, welche vielleicht nur geringfügigen Einflüsse

die Herausbildung eines größeren Kornes bedingt haben mögen. Dolerite finden sich in Deutschland verhältnißmäßig selten; bekannte Vorkommnisse sind die vom Meißner in Hessen, von der Löwenburg im Siebengebirge.

§ 19. Zur Familie der Basalte rechnen wir diejenigen Gesteine, in denen Plagioklas in den meisten Fällen ein wesentlicher und reichlich vorhandener Gemengtheil ist, während Nephelin oder Leucit nur in ganz geringer Menge gelegentlich auftreten. Letztere Mineralien charakterisiren Gesteine, welche im Aeußern den plagioklashaltigen Basalten täuschend ähnlich sehen können, und deshalb früher, vor der Einführung des Mikroskopes in die Lithologie, auch direct Basalt genannt wurden; indem wir aber hier diese Gesteine zu den Familien der Nephelinite resp. Leucitite rechnen, wird der „Basalt" als Familienname frei. Die Gesteinsart, welche Plagioklas enthält, wird Plagioklasbasalt zu nennen sein, so lange die Art des Plagioklases nicht näher bestimmt ist. Den Anorthitbasalt hat man wohl, weil er sich zum großen Theil in Salzsäure auflöst, Eukrit genannt, welcher Name aber zu vermeiden ist. Basalt mit porphyrischem Anorthit kommt bisweilen in gleichmäßiger Ausbildung vor, so auf Island, auf den Azoren (Fayal), wo die sehr basischen Plagioklase die Einsprenglinge von Olivin und Augit bei Weitem an Menge übertreffen. Die Plagioklasbasalte bestehen aus Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit und Basis in wechselnden Verhältnissen.

§ 20. Hornblende erscheint nur selten und dann stets porphyrisch mit abgerundeten Ecken und Kanten in Gesteinen, die füglich als Hornblendebasalt zu bezeichnen sind. Es ist beachtenswerth, daß Hornblende gleichsam den Nephelin mit sich bringt, d. h. die meisten hornblendehaltigen Basalte sind auch etwas nephelinhaltig; doch giebt es wohl auch nephelinfreie Hornblende-Plagioklasbasalte, wie die Gesteine nöthigenfalls umständlich zu bezeichnen sind.

§ 21. Obwohl die große Mehrzahl der Basalte sich durch ihren Gehalt an Olivin auszeichnet, so ist doch zunächst der Olivin oft ziemlich unregelmäßig vertheilt, so daß es olivinreiche und olivinarme Stellen in einer und derselben Ablagerung giebt; dann aber giebt es auch eine ganze Menge von Basaltvorkommnissen, denen der Olivin gänzlich fehlt, ohne daß damit gerade eine besonders starke Abweichung in der chemischen Zusammensetzung verbunden zu sein braucht; solche Gesteine müssen als olivinfreie Basalte unterschieden werden. Ist das Fehlen des Olivins zugleich mit einer höheren Acidität und der entsprechenden Beeinflussung der verhältnißmäßigen Mengen der anderen chemischen Elemente verbunden, so nähern sich solche Gesteine den Augitandesiten. Die Grenze zwischen beiden zu ziehen, ist oft sehr schwer; der Habitus der Plagioklase, ob sie in Leistenform (Basalt) oder in Körnern und Krystallen gar mit zonalem Aufbau (Andesite) auftreten, und andere Structurverhältnisse, die chemische Zusammensetzung und nicht zum mindesten auch der geologische Verband, werden in dieser Frage entscheidend sein. Individuellen Auffassungen wird man einige Toleranz entgegenbringen müssen.

§ 22. Auch die Menge des Plagioklases ist nicht immer an allen Stellen einer Ablagerung dieselbe; es giebt aber auch geologisch selbständig auftretende feldspathreiche Basalte (sehr unzutreffend auch Melaphyr-Basalt genannt) und andererseits auch feldspathfreie Basalte, nur aus Augit, Olivin, Magnetit bestehend, die doch mit der größten Wahrscheinlichkeit in der Familie der Basalte am richtigen Ort aufgeführt werden; sie pflegen recht kieselsäurearm zu sein. Es schließt sich hieran der in einem basaltischen Conglomerate am Luxenberg bei Weierhof in der Eifel vorkommende sog. Granatpikrit an, bestehend aus Augit, Enstatit, Olivin, Biotit und schwarzen Melaniten, die mit dunkel grasgrüner Farbe durchsichtig werden und ausgezeichneten zonalen Aufbau mit partieller Doppelberechnung aufweisen. Eine locale Modification der Basalte scheint auch der von *Dölter* von Walsch in Böhmen und von den Capverden erwähnte Augitit zu sein, bestehend aus Augit, Magnetit und einer glasigen Basis.

§ 23. Während bei den Melaphyren die Beobachtung gemacht werden kann, daß mit der Zunahme einer glasigen Basis der Augit an Menge abnimmt, ist bei den Basalten ein ähnliches Verhältniß in Bezug auf den Plagioklas nicht selten. Es giebt eine Reihe von Gesteinen, die neben Augit, Olivin und Magnetit nur ganz vereinzelte oder gar keine Plagioklase, dagegen reichlich eine glasige, reine oder mehr oder minder entglaste Basis enthalten. Diese Gesteine hat man Glasbasalt,

Magmabasalt genannt oder mit *Rosenbusch* nach dem Vorkommen an der Limburg im Kaiserstuhlgebirge Limburgit; es erweist sich aber noch nöthig, ihre Zugehörigkeit zur Familie der Basalte besonders hervorzuheben, und wir nennen sie daher Basalt-Limburgit. Solche Gesteine, wie die in diesem und dem vorhergehenden Paragraphen erwähnten, einer schematischen Systematik halber von den feldspathhaltigen Gesteinen ganz zu trennen, widerspricht wohl dem Gefühle eines Jeden, für den Gesteine geologische Objecte sind.

§ 24. An den Basalt-Limburgit, der seinem ganzen Habitus nach immer noch zu den steinigen Basalten gehört, schließt sich die Gruppe der basaltischen Gläser. Diese Gesteine sind im Aeußern meist gar nicht von solchen Gläsern zu unterscheiden, welche zu den später zu besprechenden Familien der Nephelinite und Leucitite gehören; aber nach chemischer Zusammensetzung und nach geologischem Verbande läßt sich die Unterscheidung wohl ausführen. Die älteren Bezeichnungen Tachylyt, Hydrotachylyt, Hyalomelan, Sideromelan, Palagonit sind durch ihre Unbestimmtheit zweideutig geworden.

§ 25. Basalt-Obsidian hat man in Deutschland und im Norden Europas meist nur als Saalbänder von Gängen oder als einzelne kleine Stellen in steinigen Basalten oder in Tuffen gefunden; massige Gesteine wies erst *Cohen* auf Hawaii und anderen Inseln des pacifischen Oceans nach, wo diese Obsidiane ganz compact oder blasig als Lavaströme z. B. des berühmten Kraters Kilauea auf dem Mauna Loa vorkommen. Es ist bekannt, daß in diesem Krater die glühende, flüssige Lava stagnirt, und es ist beachtenswerth, daß wir hier ein ähnliches Verhältniß vorfinden, wie bei den hoch an den Flanken der Berge hervortretenden Liparit- und Trachyt-Obsidianen, denen man auch ein langes Verweilen im Eruptionscanale zuschreibt, wo sie ihren ursprünglichen Gehalt an Wasserdampf langsam abgegeben haben.

Auch lichtgraubrauner echter Bimsstein, ein Basalt-Bimsstein, findet sich in jenen Gegenden.

§ 26. Basalt-Lapilli, Basalt-Sande und Basalt-Aschen an thätigen und erloschenen Vulkanen sind fast nur nach der Größe der Partikeln von einander verschieden; je feiner die Partikeln sind, desto heller ist die Gesammtfarbe der Masse. Gegenüber den Basalt-Laven, d. h. also den meist steinigen massigen Basalten der Vulkane, zeichnen sich die lockeren zerstäubten Massen durch einen großen Reichthum an meist durch äußerst winzige Dampfporen aufgeblähter, glasiger Substanz aus. Die krystallinen Partikeln lassen sich unterscheiden in diejenigen, welche bereits in dem im Eruptionscanale aufsteigenden Magma ausgeschieden waren und also ganz denen der Laven gleichen und in nicht seltenen Fällen auch isolirt mit guter Krystallform in den Sanden vorkommen (namentlich Augite, dann Olivinkörner, Plagioklase), und diejenigen, welche sich vielleicht erst während des Actes der Eruption bildeten und durch große Mengen von Dampfporen und Glaseinschlüssen ausgezeichnet sind. Bruchstücke von Krystallen sind in allen diesen Massen sehr häufig; mikrolithische Entglasungsproducte, sowie in andern Fällen reine aber poröse Glasfetzen sind recht charakteristisch. Sehr weit vom Ausbruchspunkt durch den Wind weggetriebene Aschen bestehen fast nur aus den specifisch leichteren, porösen Glaspartikeln wie z. B. die in Norwegen gefallenen, von Ausbrüchen auf Island herstammenden Aschen. Fadenförmig ausgezogene glasige Lapilli kommen auf Hawaii vor, von wo sie unter dem Namen Pélé's Haar bekannt sind.

§ 27. Die größeren vulkanischen Projectile, Bomben und Schlackenstücke stehen in ihrer Mikrostructur zwischen den steinigen Laven und den glasreichen, lockeren Eruptionsproducten; mit Aschen und Sanden untermischt liefern sie die Basalt-Conglomerate und -Breccien, die als echt anogene Massen auch in Gängen auftreten können, also die Canäle ausfüllend, auf denen ihre Vorgänger und sie selbst emporbefördert wurden. Davon zu unterscheiden sind natürlich diejenigen basaltischen Conglomerate, welche erst durch die Thätigkeit des bewegten Wassers ihre Form und Lagerung erhielten.

9. Tuffe der Basalte. § 28. Aus den Basalt-Aschen, -Sanden u. s. w. entsteht durch ihre Ablagerung in Luft oder Wasser und dann durch eine Cementirung durch Druck und secundäre, durch Zersetzung hervorgegangene Stoffe der Basalt-Tuff, dessen Festigkeit eine sehr verschiedene sein kann. Die Trümmerstructur der Tuffe wird fast stets unter dem Mikroskope erkennbar sein; die einzelnen La-

pilli, Aschenkörner, Krystalle und Krystallfragmente erweisen sich bisweilen deutlich durch Kalkspath, Zeolithe oder andere, schwer bestimmbare Zersetzungsproducte verkittet; einzelne mineralische Gemengtheile der Basalte werden bisweilen gänzlich vermißt; glasreiche Partikeln mit oder ohne Aufblähung durch Poren sind überall reichlich vorhanden. An größeren porphyrischen Krystallen reiche Tuffe kann man Basalt-Peperin nennen.

§ 29. Eine besondere Stellung unter den Basalt-Tuffen nimmt noch der Palagonit-Tuff ein, der nichts Anderes ist als ein an kleineren oder größeren, ziemlich compacten, glasigen Partikeln reicher Tuff; die älteren Ansichten, nach welchen der eigentliche Palagonit ein amorphes, durch chemische Processe entstandenes Silicat sei, ist aufgegeben worden angesichts der völligen structurellen Uebereinstimmung des Palagonites mit Basaltgläsern. Es mag hier noch die Bemerkung Platz finden, daß neben Basalt-Obsidian wohl auch wasserhaltige Gläser vorkommen, welche als Basalt-Pechstein zu bezeichnen wären.

Palagonit-Tuffe finden sich in reichlicher Menge in Sicilien. südlich vom Aetna (Val di Palagonia), auf Island, auch in Hessen; gewöhnliche Basalt-Tuffe kommen fast überall vor, wo massige Basalte erscheinen; letztere werden oft von Tuffen und Conglomeraten oder reinen Schlackenanhäufungen mantelförmig umgeben.

10. Genetisches. § 30. Plagioklasbasalte und die mit ihnen in allen genetischen Beziehungen wesentlich übereinstimmenden Nephelin- und Leucitbasalte u. s. w., d. h. also alle Gesteine, welche vor der Einführung der mikroskopischen Diagnose einfach als Basalt bezeichnet wurden, sind beinahe ein Jahrhundert lang Gegenstand der heftigsten Fehden unter den Geologen gewesen. Hauptsächlich an den „Basalt“ knüpfen sich alle Streitigkeiten der Plutonisten und Neptunisten. Jetzt ist dieser Streit endgiltig entschieden; die Verbindung der Basalte mit Laven thätiger Vulkane, alle Verhältnisse der Mikrostructur, alle beobachtbaren geologischen Verhältnisse weisen darauf hin, daß die „Basalte“ anogene Gesteine sind, welche stets wenigstens unter sehr ähnlichen Verhältnissen, wie sie die jetzigen Vulkane darbieten, aus dem Erdinnern hervorgebrochen sein müssen. Unsere Aufgabe ist es jetzt, solche Erscheinungen zu erkennen und aufzufinden, welche Licht zu werfen geeignet sind auf den Zustand, in welchem sich die Basalte bei ihrer und vor ihrer Eruption befunden haben, auf die Beziehungen, welche zwischen der chemischen Zusammensetzung, den physikalischen Umständen und der Structur der erstarrten Gesteine stattfinden, u. s. w. Noch harren viele, manchmal kaum aufgeworfene Fragen ihrer Lösung.

§ 31. Endogene Contacterscheinungen beschränken sich, wie es scheint, auf glasige oder glasreiche Saalbänder, doch sind hier weitere Untersuchungen sehr wünschenswerth. Die exogenen Contacterscheinungen kommen wesentlich auf die Einwirkung einer mit sehr hohen Temperaturgraden ausgestatteten Masse hinaus, die Frittungen und partielle Schmelzungen verursacht hat. Thone erscheinen gebrannt zu Ziegel oder Porzellan ähnlichen Massen (Basaltjaspis); in Sandsteinen ist das Cement zu einer durch Neubildungen entglasten hyalinen Masse geworden: ob in solchen Fällen bisweilen auch Substanz aus dem Basaltmagma in die porösen Massen eingedrungen ist, läßt sich schwer entscheiden. Steinkohlen und Braunkohlen sind ihres Bitumens beraubt und in Coaks ähnliche, stengelig abgesonderte Massen übergeführt worden, wie z. B. die Braunkohlen am Meißner in Hessen. In vielen Fällen ist übrigens eine Contactwirkung nicht vorhanden.

§ 32. Besonders energische Einwirkungen pflegen eingehüllte Bruchstücke der durchbrochenen Gesteine erlitten zu haben. Hierbei kann man öfters die Zertrümmerung eines Blockes, die Auflösung in seine Gemengtheile beobachten, welche in sehr verschiedener Weise dem basaltischen Magma Widerstand zu leisten im Stande sind. Das Eindringen des Magmas auf feinen Adern, die Neubildung von mancherlei Mineralien, unter denen Spinelle und Quarze besonders zu erwähnen sind, die Erzeugung von Hohlräumen in und um eingeschlossene Stücke, ferner die Erzeugung secundärer Glaseinschlüsse in den eingeschlossenen Mineralien sind hier vorkommende Erscheinungen. Die in Basalten bisweilen vorkommenden Körner von Sapphir und Zirkon werden als Residua aufgelöster Gesteine erklärt.

§ 33. Dies soll nun auch bis zu einem gewissen Grade von den Olivinen mancher Vorkommnisse gelten. Man findet nämlich nicht selten große und kleine Stücke Olivingestein in den Basalten eingeschlossen. Dieses Olivingestein hat fast stets die nämliche Zusammensetzung aus Olivin, Chromdiopsid, Enstatit und Picotit und ähnelt ungemein den in den archäischen Schichten vorkommenden Peridotiten. Noch immer gehen die Ansichten über den Ursprung dieser Olivingesteinstücke auseinander. Sie finden sich nur in den basischen Basalten, nie in Andesiten oder Trachyten. Der Form nach sind diese Massen meist unzweifelhaft Bruchstücke; die Glaseinschlüsse könnten secundär sein; der Olivin ist meist frei von kleinen Picotiten; der Enstatit, bisweilen gesetzmäßig mit Diopsid oder Diallag verwachsen, findet sich nicht in Basalten; eine Schichtung durch wechselnden Reichthum an Pyroxenen ist beobachtet worden — all dem gegenüber steht das Fehlen der Olivingesteinstücke in den Andesiten und Trachyten in der nächsten Nachbarschaft der Basalte, welche sie reichlich enthalten; übrigens kommen solche Basalte doch nur verhältnißmäßig selten vor.

§ 34. Am wahrscheinlichsten dürfte folgende Erklärung des Phänomens sein. In dem im Innern der Erde stagnirenden, flüssigen Basaltmagma tritt eine Differenzirung ein, indem Molekeln von Magnesiasilicaten sich stellenweise concentriren, weil sie Mineralien bilden, welche schon bei hoher Temperatur individualirt sein können; dafür spricht ja auch das Erscheinen des Olivins als Erstgeborener unter den silicatischen Gemengtheilen der Basalte, vielleicht auch das porphyrische Auftreten von Enstatiten in Melaphyren. Bei geringer allmählicher Abkühlung des Magmas tritt bereits eine Consolidirung der an Magnesia reichen Partien ein: geräth die Masse bei einer Eruption in Bewegung, so werden diese Partien zerstückelt; durch schnellen Uebergang eines Theiles des Magmas in krystallinen Zustand wird wahrscheinlich eine nachträgliche Erhöhung der Temperatur eintreten, welche diejenigen Auflösungsphänomene hervorzurufen im Stande ist, welche wir an den Olivingesteineinschlüssen bisweilen beobachten. So wäre es dann wohl bisweilen möglich, daß selbst die einzelnen Olivine der Basalte, die Abrundung, keine Krystallform aufweisen, von zertheilten Olivingesteinstücken abstammen, die ihrerseits nichts Anderes sind als concretionäre Bildungen.

§ 35. Hohes Interesse hat auch das Auftreten von Partien von nickelhaltigem gediegenem Eisen im Basalt Nord-Grönlands erweckt. Dieses Eisen kommt in kleinen Körnern, auch zwischen den Gemengtheilen, oder auch in größeren Stücken vor; es ist bald graphitisch, hart, spröde, leicht verwitterbar, bald kohlenstoffärmer, weich, schmiedbar, widerstandsfähig gegen den Einfluß der Atmosphärilien. Obwohl angeschliffene Platten beim Anätzen *Widmannstätten*'sche Figuren hervortreten lassen, so dürfte doch nach den Untersuchungen *Steenstrup*'s, so auch wegen der bisweilen ganz gleichmäßigen Vertheilung im Basalt, ein meteorischer Ursprung für dieses gediegene Eisen nicht anzunehmen sein. Aber auch bei terrestrischem Ursprung bietet dieses Eisen noch manche schwer erklärbare Phänomene dar.

XIII. Familie der Phonolithe.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	59.17	19.74	3.39	—	0.15	0.92	8.88	6.45	1.18	Glv.
2.	56.46	22.29	2.70	0.97	Spur	1.47	11.13	2.81	2.05	
3.	56.43	20.58	2.88	1.28	0.28	1.45	8.62	4.23	2.90	
4.	55.01	21.67	1.95	1.86	0.13	2.12	9.78	3.54	2.17	
5.	54.02	19.83	—	4.09	0.31	2.09	9.88	5.98	2.75	
6.	51.04	20.47	1.89	2.19	0.97	2.62	11.62	3.52	5.85	
7.	48.95	18.43	9.10	—	1.43	6.42	6.51	6.90	1.79	

1. Phonolith von der Lausche bei Zittau in Sachsen. **2.** Phonolith vom Wolf Rock bei Landsend, Corwall, mit Spuren von P_2O_5 und MnO. **3.** Phonolith vom Mägdeberg bei Mühlhausen im Hegau, mit Spuren oder kleinen Mengen anderer Elemente wie der **4.** Phonolith vom Hohentwiel, mit Spuren oder kleinen Mengen von Ce_2O_3, Y_2O_3, Pb, Sn, Sb, As, Cu, Mn, Ni, Zn, LiO_2, Cl, Fl, SO_3, P_2O_5, ZrO_2, TiO_2. **5.** Leucithaltiger Phonolith vom Schloß Olbrück unweit des Laacher Sees in der Rheinprovinz, mit SO_3 0.69; Cl 0.36. **6.** Cancrinithaltiger Phonolith (?) von Elfdalen in Schweden, mit TiO_2 0.29; P_2O_5 0.27; CO_2 0.62. **7.** Leucithaltiger Phonolith, reich an Nosean und Melanit, vom Perlerkopf im Gebiet des Laacher Sees, mit SO_3 1.24; Cl 0.37.

§ 2. Von den Phonolithen löst sich ein Theil, 15—55 Procent, in Salzsäure auf, gelatinöse Kieselsäure dabei abscheidend. Es sind deshalb sehr viele Partialanalysen des löslichen und des unlöslichen Theiles der Phonolithe ausgeführt worden, um dadurch einen Anhalt zur Bestimmung der Gemengtheile zu gewinnen. Da aber weder die eine noch die andere Partialanalyse sich nur auf einen Bestandtheil allein bezieht, zur Bestimmung der Gemengtheile aber das Mikroskop dient, so haben jetzt Partialanalysen von Phonolithen nur einen sehr untergeordneten Werth.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 3. Die Phonolithe sind dunkelgrünlichgraue, seltener schwach bräunliche Gesteine von sehr feinem Korn oder von ganz dichter Beschaffenheit; von den Gemengtheilen sind makro-

skopisch meist nur einzelne, porphyrisch hervortretende bestimmbar. Dies gilt namentlich vom Sanidin, der in nach dem Klinopinakoid flachen Tafeln ohne sonstige scharfe Krytallform, bald in einzelnen größeren Individuen, bald in größerer Menge in kleineren porphyrisch auftritt. Auch in der dichten Grundmasse ist der Sanidin einer der Hauptgemengtheile, hier in ebensolcher oder in nach der Klinoaxe stabförmiger Form erscheinend. Zwillingsbildung nach dem Carlsbader Gesetz ist ganz gewöhnlich, doch erscheinen meist auch einfache Individuen. Manche größeren Sanidine sind eigentlich Aggregate von Körnern, deren krystallographische Axen nur wenig von strengem Parallelismus abweichen. Glaseinschlüsse sind verhältnißmäßig selten, dagegen Einschlüsse der anderen Gemengtheile sehr häufig.

§ 4. Neben dem monoklinen Feldspath kommt nun bisweilen auch ein polysynthetisch verzwillingter Plagioklas vor, sehr selten in größeren porphyrischen Krystallen. Auch in der Grundmasse ist ein Plagioklas oft nicht nachweisbar, da er in allem dem Sanidin gleicht, und die polysynthetische Verzwillingung wohl auch fehlen kann.

§ 5. Der zweite Hauptgemengtheil ist der Nephelin, der nur in vereinzelten Fällen schon makroskopisch erkennbar ist; er bildet meist scharf begrenzte kurze sechsseitige Säulchen von wasserklarer Substanz, welche am Rande Glaseinschlüsse und Einschlüsse anderer Gemengtheile führen oder von letzteren spiegelrahmenartig umfaßt werden. Ist das Gestein sehr reich an Nephelin, dann liegen die schwer unterscheidbaren Individuen mit abgerundeter Form oft dicht neben einander, so daß die Masse einem Pflanzenzellengewebe ähnlich sieht. Dem Nephelin gleichwerthig tritt in einigen Phonolithen der Leucit auf, meist in rundlichen Individuen, seltener mit scharfer Krystallform; Augit-Mikrolithe erscheinen als Einschlüsse, oder sie umgeben die Leucite von außen.

§ 6. Fast in allen Phonolithen erscheint bald makroskopisch-porphyrisch, bald nur in winzigen Krystallen in der Grundmasse regelmäßig vertheilt der Hauyn, farblos, blau, röthlich oder andererseits dunkelgrau gefärbt durch die für ihn so charakteristischen Interpositionen winzigster, rundlicher Dinge; in letzterer Ausbildung, die in Phonolithen häufiger ist, hat man das Mineral wohl früher als Nosean speciell unterschieden. Wahrscheinlich findet sich bisweilen Sodalith gleichsam als Verteter des Hauyns.

§ 7. Schwarze Hornblende erscheint in vielen Phonolithen in kleinen Nadeln oder auch in großen wenig scharf begrenzten Krystallen porphyrisch und nimmt auch an der Zusammensetzung der Grundmasse theil. Im Dünnschliff wird dieselbe mit bräunlicher Farbe durchsichtig, doch sind auch grünliche Farbentöne als die eine oder andere Axenfarbe nicht gerade selten. Biotit tritt in kleinen Blättchen nur in ganz wenigen Gesteinen als gleichmäßiger, reichlicher Bestandtheil der Grundmasse auf; auch einzelne größere, porphyrische Blättchen sind selten.

§ 8. In weitaus der größten Anzahl der Phonolithe ist der dunkle, im Schliff mit grünen Farben durchscheinende, pleochroitische Gemengtheil ein monokliner Pyroxen. Die auffällige, bisweilen grasgrüne Färbung

der Augite und ihr ziemlich starker Pleochroismus stehen wohl mit der chemischen Constitution in Zusammenhang; *P. Mann* hat an sorgfältigst isolirtem Material in einigen Fällen einen sehr hohen Gehalt an Natron (und auch an Kali) nachgewiesen, wodurch diese Pyroxene sich dem Akmit oder Aegirin nähern. Die Augite erscheinen verhältnißmäßig selten in wohl ausgebildeten Krystallen (in deren Säulenzone auffällig häufig das Klinopinakoïd fehlt) oder in größeren Körnern, welche nicht selten einen vom Kern durch andere Farbe unterschiedenen Rand aufweisen und Glaseinschlüsse meist in Menge führen. Viel gewöhnlicher erscheint Augit sowohl wie die seltenere Hornblende in sehr kleinen Nadeln oder in ganz zerlappten und zertheilten, von den farblosen Gemengtheilen durchwachsenen Haufwerken, wodurch die Diagnose oft sehr erschwert wird. In einigen Fällen ist neben dem gefärbten Pyroxen auch noch ein nahezu farbloser nachgewiesen worden.

§ 9. Der Titanit ist gleichfalls ein fast beständiger Gemengtheil der Phonolithe sowohl als Einsprengling, wie auch in sehr kleinen Individuen in der Grundmasse. Er pflegt sehr hell gefärbt zu sein, führt bisweilen Glaseinschlüsse und liebt besonders die Nachbarschaft von Augit. Es wird mehrfach erwähnt, daß die helleren Phonolithe mehr Titanit enthalten als die dunklen, in denen er bisweilen gänzlich fehlen soll. Magnetit findet sich in den meisten Phonolithen, zum Theil auch in porphyrischen Körnern; doch giebt es auch Gesteine, die desselben gänzlich entbehren. Vielleicht enthalten einige Phonolithe auch Titaneisen. Apatit pflegt in den Phonolithen sehr unregelmäßig vertheilt zu sein. Andere nur in wenigen Vorkommnissen nachgewiesene Mineralien sind Zirkon, Anatas, Olivin, Eisenkies, Spinell und Melilith. Dagegen ist noch der Melanit in kleineren oder größeren Körnern, im Schliff mit tiefbrauner Farbe durchscheinend, in den leucithaltigen Phonolithen nicht selten.

3. Structur. § 10. Die Phonolithe sind in weitaus den meisten Fällen dichte bez. durch wenig Einsprenglinge porphyrische, aber holokrystalline Gesteine; nur selten gewahrt man eine geringe Menge farbloser homogener oder globulitisch entglaster Basis zwischengeklemmt zwischen den mineralischen Gemengtheilen. Stark glasige Modificationen werden fast nur von *C. von Fritsch* und *W. Reiß* von der Insel Tenerife erwähnt, woselbst Phonolithströme mit einer glasigen Kruste bedeckt sind, und Gänge glasige Saalbänder aufweisen. Ueberdies kommen dort die Eutaxit genannten Phonolithe vor, welche bei breccienartiger Structur reichlich Partikeln von glasiger oder halbglasiger Masse aufweisen. So fand *Laube* auch braunschwarze glasige Partien (Phonolith-Pechstein) im Phonolith beim Schmiedeberger Schlosse unfern Weipert im sächsischen Erzgebirge.

§ 11. Während einige Phonolithe eine rein massige Structur aufweisen, ist die Mehrzahl deutlich schiefrig, indem die Sanidintafeln einander alle mit ihren flachen Seiten parallel liegen, und auch die kurzen Nephelinsäulchen vorzugsweise mit einer Säulenfläche der Schieferungsebene parallel gelagert sind. In Central-Frankreich giebt es Phonolithe,

die beim Spalten in Folge dieser Textur so dünne Tafeln liefern, daß dieselben zum Dachdecken benutzt werden können. Fein bis grob poröse Structur kommt ebenfalls bei Phonolithen vor.

§ 12. Was die Mikrostructur der Phonolithe anbetrifft, so erzeugen die Sanidinleistchen in Querschnitten und wohl auch in Schnitten parallel der etwa vorhandenen Schieferung nicht selten eine vortreffliche Mikrofluctuationsstructur. Selten sind sternförmige Aggregate von Sanidinen oder büschel- und sternförmig gruppirte Nadeln von Augit oder Hornblende. Die regelmäßig locale Anhäufung der beiden letzteren Mineralien oder ihr Auftreten in Kränzen um Centra von hellen Gemengtheilen erzeugt die von *Rosenbusch* ocellar benannte Mikrostructur.

4. Zersetzung. § 13. Die ocellare Structur mag wohl bisweilen auch das makroskopische Aussehen des Gesteines beeinflussen; die gefleckten Phonolithe verdanken aber wohl meistens die Ungleichmäßigkeit der Färbung der beginnenden Zersetzung. Von allen Gemengtheilen der Phonolithe sind es zuerst der Hauyn und Verwandte, welche der Zersetzung unterliegen, dann folgt Nephelin und Leucit, später der Sanidin. Mit beginnender Zersetzung tritt eine Erhöhung des Kieselsäuregehaltes ein, der später wieder abnimmt, ohne jedoch unter den primären herabzusinken. Eine hellere Verwitterungskruste deutet die Zersetzung an; in anderen Fällen wird das Gestein auch von helleren Streifen und Flammen durchsetzt.

§ 14. Von den durch Zersetzung entstandenen Producten sind namentlich die Zeolithe zu erwähnen, die schließlich in Pseudomorphosen, in kleineren Adern und als Ausfüllsel der Poren oder in schönen Krystallen in letzteren auftreten. Oft finden sich mehre Zeolithe in demselben Gesteine, bei denen man dann jedoch Altersverschiedenheiten erkennen kann. So dürfte der Natrolith fast stets einer der ältesten, der Apophyllit auf Natrolith aufsitzend einer der jüngsten Zeolithe sein. Calcit findet sich aus Hauyn entstanden in vielen schwach zersetzten Phonolithen auch in Drusen. Die Sanidine unterliegen nach *Rosenbusch* ebenfalls der Zeolithisirung, welche er jedoch von der gewöhnlichen Verwitterung als eine unter besonderen physikalischen und chemischen Verhältnissen erfolgte Umwandlung auffaßt. Auch Tridymit wird als secundär aus Sanidin hervorgegangen erwähnt; sicherlich zeigt sich beim Sanidin jedoch auch die Umwandlung in Kaolin, obwohl die porphyrischen Individuen der Verwitterung gut zu widerstehen pflegen.

5. Lagerung. § 15. Für Phonolithe ist das Vorkommen in sehr steilen oder glockenförmigen Kegelbergen überaus charakteristisch. Diese Kegel erheben sich einzeln oder in einer Reihe hinter einander, nur selten hat man versuchen können, diese Kegel als durch Erosion abgetrennte Stücke einer decken- oder stromförmigen Masse zu deuten. Diese beiden letzteren Lagerungsformen kommen ebenfalls vor. Ströme sind jedoch nur ganz vereinzelt bekannt. Gänge von Phonolith giebt es ebenfalls nur in nicht großer Anzahl, meist kommen sie andere vulkanische Massen durchsetzend vor.

Dem Alter nach gehören sämmtliche Phonolithe der Zeit vom

ältesten Tertiär bis auf die Gegenwart an; wo sie zwischen Basalten auftreten, spielen sie gleichsam die Rolle der Trachyte, sie sind bald älter bald jünger als die benachbarten Basalte. In Deutschland sind Phonolithe sehr verbreitet in den Rheinlanden, in der Rhön, in der Lausitz und dann im nördlichen Böhmen. Reich an Phonolithen ist ferner der Velay in Central-Frankreich.

6. Absonderung. § 16. In engster Beziehung zur Lagerung steht auch bei den Phonolithen die Absonderung; plattenförmige Absonderung, stets parallel der etwa vorhandenen Schieferung, ist bei Weitem am gewöhnlichsten. Dabei hat man in allen Fällen die Beobachtung machen können, daß die Platten in primären Kuppen überall der äußeren Begrenzung derselben parallel liegen, so daß also ein solcher glockenförmiger Kegel gleichsam aus einer großen Anzahl concentrischer Schalen besteht: der beste Beweis für die primäre Natur dieser Kegelberge. Auch die säulenförmige Absonderung kommt vor, doch pflegen die Säulen, wenn auch sehr regelmäßig drei- bis sechsseitig, doch sehr mächtig zu sein und dabei oftmals zugleich die plattenförmige Absonderung in ebenso ausgezeichneter Weise zu besitzen. Kugelförmige Gestalten kommen dagegen bei den Phonolithen gar nicht vor, auch für sphärische Textur ist die oben erwähnte sternförmige Gruppirung einiger Gemengtheile die einzige Andeutung.

7. Genetisches. § 17. Obwohl die Phonolithe ihrem ganzen Wesen nach, wie nach dem wenn auch nur seltenen Auftreten in Strömen an erloschenen und thätigen Vulkanen unzweifelhaft zu den anogenen Gesteinen gehören, so bietet doch namentlich die Lagerung in sehr steilen Kuppen der Erklärung einige Schwierigkeit dar. Bruchstücke der durchbrochenen Gesteine sind in Phonolithen stets sehr selten; eingeschlossene Bruchstücke von Plänerkalk bei Kl. Priesen in Böhmen haben nicht einmal an den scharfen Kanten eine Veränderung erlitten; exogene Contacterscheinungen sind kaum bekannt. Der Phonolith des Holey-Kluk bei Proboscht in Böhmen hat nach *Bořický* die mit jenem im Contact befindliche bis ein Fuß mächtige Glanzkohle theils in Coaks verwandelt, theils vertaubt; doch ist dieses Gestein arm an Nephelin und einem Trachyt sehr nahe stehend.

§ 18. Solche Verhältnisse veranlaßten *Bořický* dazu, anzunehmen, daß viele Phonolithe „nicht im feuerflüssigen Zustande, sondern als halbfeste oder ganz erhärtete Massen zu Tage getreten sind“. Die Phonolithkegel sind häufig von mächtigen Schutthalden umgeben, dagegen scheinen ihnen an vulkanische Projectile erinnernde schlackige Massen zu fehlen; auch von Phonolith-Aschen, Sanden, Bimssteinen wissen wir noch nichts Bestimmtes. Von Phonolith-Tuffen wird nur wenig berichtet; es sind mürbe, erdige, ziemlich helle Gesteine mit Bruchstücken von Krystallen, von Phonolith und anderen Gesteinen, wodurch sie in Phonolith-Conglomerate übergehen. An genaueren Untersuchungen dieser Massen fehlt es gänzlich.

8. Arten der Phonolithe. § 19. An vielen Phonolithvorkommnissen hat man constatirt, daß das Gestein an verschiedenen Stellen eine etwas abweichende Zusammensetzung hat, indem bald Sanidin vorherrscht, bald Nephelin, bald Horn-

blende, bald Augit auftritt u. s. w. Es ist somit zu behaupten, daß die zahlreichen, meist aber nur mikroskopisch verschiedenen Abarten, welche man aufgestellt hat, nur ein locales Interesse besitzen und nicht eine speciellere Eintheilung der Phonolithe ergeben. Der Augit ist entschieden weiter verbreitet als die Hornblende, welche aber sehr oft in geringer Individuenzahl den Augit begleitet. Sollte es jedoch auch Phonolithe geben, welche nur Hornblende führen, so könnte man sie als Hornblendephonolith bezeichnen; wie einige Vorkommnisse (von Ewighausen im Westerwald, von den canarischen Inseln) den Namen Glimmer-Phonolith verdienen.

§ 20. Neben den Feldspäthen führt die große Mehrzahl der Phonolithe nur Nephelin; in einigen Gesteinen aus dem ciminischen Wald, nördlich von Rom, soll dagegen allein Leucit neben dem Sanidin vorhanden sein; solche Gesteine (dort Nenfro genannt) sind als Leucitphonolith zu bezeichnen. In Deutschland, in der Umgebung des Laacher Sees und im Kaiserstuhlgebirge, giebt es einige Gesteine von phonolithischem Habitus, welche neben Feldspäthen noch Nephelin und Leucit, überdies aber meist viel Hauyn (Nosean) und auch Melanit enthalten und am besten als leucithaltige Phonolithe bezeichnet werden; die sehr bunte mineralische Zusammensetzung einiger dieser Gesteine erfordert zur genaueren Bezeichnung dann noch die Hinzufügung weiterer Attribute.

§ 21. Manche Phonolithe sind so reich an Hauyn, daß dieselben als Hauynphonolithe oder als hauynreiche Nephelin- (bez. Leucit-) Phonolithe bezeichnet werden müssen.

§ 22. Phonolithe, welche sehr reich an Sanidin, arm an Nephelin und dabei dann meist auch an Augit oder Hornblende etwas reicher als gewöhnlich sind, bilden den Uebergang zu den Trachyten und könnten als Trachyt-Phonolith unterschieden werden, zumal sich mit einer solchen Zusammensetzung auch zugleich eine gleichmäßig poröse Structur einzustellen pflegt. Trachyte, welche nur vereinzelte Nepheline enthalten (falls es überhaupt solche Gesteine giebt), wären als Trachyte mit accessorischem Nephelin zu bezeichnen. Durch das Eintreten des Plagioklases in reichlicherer Menge in phonolithische Gesteine entsteht der Uebergang in die Gruppen der Tephrite.

XIV. Familie der Leucitite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	54.52	13.37	0.61	3.52	6.37	4.38	1.00	10.73	2.76	
2.	52.22	19.85	3.32	2.55	2.31	6.24	5.52	6.37	1.96	Glv.
3.	48.94	18.95	12.34	—	2.42	5.41	3.56	0.37	7.65	
4.	47.84	18.67	4.38	5.07	3.77	9.42	2.04	5.64	—	
5.	47.47	16.67	4.20	5.90	4.34	9.98	2.28	7.46	0.08	
6.	45.93	18.72	—	10.68	5.67	10.57	1.68	6.83	0.59	
7.	42.93	13.61	16.28	—	11.36	10.75	1.94	3.02	—	
8.	42.46	18.49	3.35	6.13	3.64	8.70	7.12	4.58	2.31	Glv.
9.	41.13	18.18	4.71	7.64	10.59	13.20	2.00	1.59	1.74	

1. Leucitit von den Leucitehills, Wyoming, U. S. A. **2.** Leucitit-Bimsstein von Cisterna am Mte Somma. **3.** Trass aus dem Brohlthal am Laacher See. **4.** Vesuvasche, gefallen am 25. Feb. 1882, mit P_2O_5 1.83; SO_3 0,17; Cl 1.32. **5.** Leucittephrit, Vesuvlava von 1631 von La Scala, mit Fl 0.08; Cl 0.395; MnO 1.15; TiO_2 0.23; P_2O_5 0.45. **6.** Nephelinhaltiger Leucitit vom Capo di Bove bei Rom. **7.** Leucitbasalt, Lava vom Gossberg bei Walsdorf in der Eifel. **8.** Hauynophyr von Melfi in Unteritalien, mit SO_3 2.44; Cl 0.52. **9.** Leucitbasalt vom Gipfel des Eckmannsheim bei Ulrichstein im Vogelsberg.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die zur Familie der Leucitite gehörigen Gesteine haben meist eine sehr unbeständige Zusammensetzung; es betheiligen sich überdies in fast allen Fällen eine große Anzahl von Mineralien an der Zusammensetzung. Im Durchschnitt sind die Leucitite die am buntesten zusammengesetzten aller anogenen Gesteine. Der hauptsächlich charakteristische Gemengtheil derselben ist der Leucit. Er erscheint vorzugsweise in gut ausgebildeten Krystallen, die nicht selten porphyrisch auftreten und dann eine bedeutende Größe erreichen können; so werden von dem Vulkan von Roccamonfina in Campanien Leucite von 7 cm Durchmesser erwähnt. Es kommen auch größere enggeschlossene Aggregate kleinerer Leucite vor. Gewöhnlich aber haben die Leucite geringere Dimensionen von 1—8 mm Durchmesser, in den dichten Basalten sinken sie zu äußerster Winzigkeit mit nur 0.02—0.04 mm Durchmesser herab. Im Allgemeinen sind sehr kleine Leucite weniger gut begrenzt als größere, überhaupt aber nur in den dünnsten Stellen guter Präparate auffindbar. Größere Leucite zeigen unter dem Mikroskope regelmäßig polysynthetische Verzwillingung; die kleinen und kleinsten Leucite dagegen erweisen sich durchaus als einfach lichtbrechend. Da dünne Platten von Leucit bei hoher Temperatur ebenfalls einfach lichtbrechend sind, so krystallisirt der Leucit bei seiner Entstehung in einem mit hoher Temperatur begabten Medium doch im regulären System.

§ 3. Recht charakteristisch für den Leucit ist die reichliche Menge von Einschlüssen, welche er fast stets führt; schon makroskopisch erkennt man bisweilen den Augit als Einschluß im Leucit, doch kommt auch das umgekehrte Verhältniß vor. Einschlüsse von homogener Basis oder gewöhnlich von stark entglaster Basis sind ungemein häufig; eine Anordnung derselben sowie der Einschlüsse von Mikrolithen anderer Gemengtheile in concentrischen Kränzen, sehr selten in radialer Gruppirung, gehört mit zu den Eigenthümlichkeiten des Leucites. Wenn winzige, rundliche, farblose Partien im Gestein der eigenen scharfen Form entbehren und keine Doppelbrechung erkennen lassen, dann kann die mikroskopische Bestimmung solcher Dinge als Leucit etwas unsicher sein, und man spricht dann wohl vorsichtigerweise von Leucitoidgesteinen.

§ 4. Die Substanz der Leucite ist stets farblos; in ihrer chemischen Constitution findet sich nicht selten Natron in bedeutender Menge als Vertreter des Kali. Durch Zersetzung geht der Leucit in Kaolin über, bisweilen in Zeolithe; bekannt sind die großen, bis 4 cm im Durchmesser haltenden Pseudomorphosen von Oligoklas nach Leucit von Unterwiesenthal im sächsischen Erzgebirge, wo man jetzt auch einen Leucitbasalt mit nur wenig kleineren frischen Leuciten aufgefunden hat.

§ 5. Die Leucitite zeigen die Eigenthümlichkeit, daß neben dem Leucit in weitaus den meisten Fällen auch mehr oder weniger Nephelin vorhanden ist, der aber seltener in eigener Form, meist in Partien mit unregelmäßigen Contouren und reichlich durchwachsen von Leucit und anderen Gemengtheilen vorkommt; beachtenswerth ist es ferner, daß Nephelin sich bisweilen in Klüften und Hohlräumen von Leucititen aus-

krystallisirt findet, ohne im Innern der compacten Gesteinsmasse vorhanden zu sein.

§ 6. Etwas anderes ist das Verhalten der Feldspäthe, die nur selten makroskopisch wahrnehmbar sind. Sanidin und Plagioklas erscheinen beide in den Dünnschliffen meist in Leistenform, seltener ganz ohne eigene Form von den anderen Gemengtheilen durchwachsen. Die Anwesenheit des Sanidins scheint überall von dem Grade der Acidität der Gesteine abhängig zu sein, er findet sich eher in den sauerern als in den basischeren. Für den Plagioklas, der, wo er in Leistenform auftritt, stets ausgezeichnete polysynthetische Verzwillingung aufweist, hat man in einigen Fällen einen sehr basischen Charakter nachgewiesen. Plagioklas kann neben dem Leucit als gleichwerthiger Gemengtheil auftreten.

§ 7. An diese feldspäthigen Gemengtheile schließt sich zunächst der Hauyn an, welcher in einigen Gesteinen in blauen, schwarzen, durch Verwitterung auch rothen Krystallkörnern bisweilen makroskopisch wahrnehmbar ist, in mikroskopisch kleinen und stets gut krystallisirten Individuen in manchen dichten Gesteinen in sehr großer Menge vorhanden ist. Dagegen scheint der Sodalith nur auf Klüften, nie in der Gesteinsmasse selbst vorzukommen, z. B. in Laven des Vesuvs. Seine wasserklaren Rhombendodekaeder sind vielleicht durch Sublimation während der Verfestigung der Gesteine entstanden.

§ 8. Von den dunkelen Gemengtheilen der Leucitite nimmt der Augit unzweifelhaft die erste Stelle ein. Gut begrenzte schwarze Krystalle sind oft porphyrisch im Gesteine wahrnehmbar, auch in mikroskopischem Maßstabe erscheinen solche Krystalle porphyrisch. Daneben treten dann stets in großer Menge kleine Körner von Augit ohne eigene Form auf. Die Farben der Augite sind im Dünnschliff meist ziemlich hell, grünlich oder bräunlich; bisweilen dürften die Augite natronhaltig sein. Zonaler Aufbau mit stark abweichend gefärbtem Centrum und Rand oder mit reichlichen, zwischen gekreuzten Nicols deutlich hervortretenden Zonen kommt nicht selten vor. Glaseinschlüsse sind meist in großer Menge vorhanden, ausgezeichnete Einschlüsse flüssiger Kohlensäure sind nachgewiesen worden, so namentlich in den Augiten des Leucitbasaltes vom Pöhlberg bei Annaberg im sächsischen Erzgebirge. Die Augite umschließen nicht selten auch andere Gemengtheile.

§ 9. Wie Nephelin neben Leucit, so erscheint Biotit in den meisten Gesteinen neben dem Augit, obgleich er makroskopisch wohl nur sehr selten wahrnehmbar ist. Seine rein braunen oder dunkel grünlich braunen Blättchen haben nie eigene Form, sondern treten in lappenförmigen Gestalten von anderen Gemengtheilen namentlich von Leucit reichlich durchbrochen auf.

Schwarze Hornblende, im Schliff braun, dürfte nur in seltenen Fällen in das Gesteinsgewebe eintreten, dagegen sind größere porphyrische Körner mit abgerundeter Gestalt namentlich in dichten Leucitbasalten nicht gerade selten. Die feinen, braun durchscheinenden Nadeln des Breislakites, welche in Hohlräumen in kleinen Flöckchen vorkommen, sind vielleicht als durch Sublimation gebildet zu betrachten.

Olivin findet sich mit allen Eigenschaften wie in den Feldspathbasalten auch in den Leucititen in wechselnder Menge. Einschlüsse liquider Kohlensäure sind nachgewiesen.

Magnetit findet sich überall, bald in größerer, bald in geringerer Menge; schwer von ihm zu unterscheiden ist das Titaneisen, auf dessen Vorhandensein man außer nach den Formverhältnissen auch aus dem Gehalt der Gesteine an Titan schließen kann, da Titanit nur in wenigen hierher gehörigen Gesteinen nachweisbar ist; wie überall, so verschwindet auch in diesen Gesteinen der Titanit, sobald freie Eisenoxyde in irgend erheblicher Menge sich ausgeschieden finden. Apatit enthalten die Leucitite wie alle anogenen Gesteine.

§ 10. Noch zwei Mineralien sind zu erwähnen, die sich in einigen Leucititen in bedeutender Menge vorfinden. Der Melilith scheint in einem gewissen paragenetischen Verhältnisse zum Nephelin zu stehen; er ist in den Nepheliniten noch häufiger und wird bei diesen genauer zu besprechen sein. In Leucititen bildet er bisweilen größere, namentlich von Leuciten durchbrochene Körner, welche makroskopisch als hellere Fleckchen wahrnehmbar sind, so namentlich in dem schönen Gestein, das am Grabmal der Caecilia Metella, am sog. Capo di bove, bei Rom als Pflasterstein gebrochen wird. Der schwarze Granat, Melanit, findet sich öfters nur vereinzelt, in anderen Gesteinen soll er reichlich vorhanden sein.

3. Structur. § 11. Gleichmäßig grobkörnige Gesteine sind bisher unter den Leucititen noch nicht bekannt; etwas gröberes Korn zeigt sich nur in Verbindung mit porphyrischer Structur, welche durch Einsprenglinge von Leucit oder von Augit oder beiden, in weniger hervortretender Weise auch durch Einsprenglinge von Olivin bedingt wird. Viele Gesteine sind äußerst feinkörnig oder ganz dicht von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. Auch hyaline Ausbildung kommt vor. Dann aber ist poröse Structur sehr häufig, indem die meisten Leucitgesteine an thätigen und erloschenen Vulkanen vorkommen. Eine schiefrige Structur, wie noch die leucithaltigen Phonolithe, weisen die hierher gehörigen Gesteine aber wohl kaum jemals auf.

§ 12. In Bezug auf die Mikrostructur ist zunächst zu erwähnen, daß die Erkennbarkeit einer Mikrofluctuation von dem Vorhandensein leistenförmiger Feldspäthe abhängig ist. Fehlen dieselben gänzlich, dann kann an den rundlichen Leuciten, Magnetiten und Augiten eine Mikrofluctuation nicht wahrgenommen werden. Zwischen den mineralischen Gemengtheilen steckt bisweilen eine amorphe Basis, ein meist bräunlich gefärbtes, reines oder globulitisch oder trichitisch entglastes Glas; in der Nähe von Magnetiten oder anderen eisenhaltigen Mineralien ist dasselbe manchmal heller gefärbt; in den Gemengtheilen finden sich auch Einschlüsse von farblosem Glase.

4. Lagerung und Absonderung. § 13. In Bezug auf Lagerung und Absonderung ist bei den Leucititen nichts Besonderes zu erwähnen, indem sie sich in Allem so verhalten wie die Plagioklasbasalte. Zu erwähnen ist nur, daß in vielen Eruptionsgebieten die Leucitite zu den

jüngsten Producten gehören; sie treten wahrscheinlich auch erst im späteren Tertiär zuerst auf.

5. Genetisches. § 14. Die Leucitite sind ihrer mineralischen Zusammensetzung nach die auffälligsten aller anogenen Gesteine. Analoga derselben unter den älteren Eruptivgesteinen giebt es nicht; der Leucit erscheint nicht vor der Tertiärperiode auf der Erdoberfläche, eben dies gilt von dem oft mit ihm vergesellschafteten Hauyn. Dagegen stehen die Leucitite in allerengster Verbindung mit den jungen Nephelingesteinen, mit welchen sie auch stets örtlich vereinigt sind. In Europa, auf welchen Erdtheil der Leucit bis vor Kurzem beschränkt zu sein schien, finden sich Leucit- und Nephelingesteine nur in einem breiten Streifen etwa von Norden nach Süden, von Schweden hinab bis nach Tripolitanien; östlich davon herrschen sauere Liparite und Trachyte, westlich davon Basalte. In den großen Basaltterritorien Irlands, Schottlands, Islands, Grönlands hat man noch kein einziges leucithaltiges Gestein gefunden. Stehen in Europa die Leucit- und Nephelingesteine räumlich zwischen den sauersten und den basischsten jüngeren anogenen Gesteinen, so gilt dies auch in Bezug auf die chemische Zusammensetzung: von den zwischen jenen Endgliedern stehenden Andesiten aber unterscheiden sie sich chemisch durch einen größeren Gehalt an Alkalien. Während bei den älteren Eruptivgesteinen im Großen und Ganzen eine continuirliche Reihe von den sauersten bis zu den basischsten zu verfolgen ist, giebt es bei den jüngeren eine doppelte Reihe in den mittleren Gliedern. Schematisch wäre diese Gruppirung etwa folgendermaßen vorzunehmen:

	Liparit Dacit	
Phonolith Leucitphonolith Leucitit Nephelinit		Trachyt Hornblendeandesit Augitandesit
	Plagioklasbasalt.	

Der Plagioklasbasalt bildet gewiß das Endglied der Reihe der Trachyte und Andesite, aber auch das Endglied der Reihe der Leucit- und Nephelingesteine, wenn man das Verhältniß der Alkalien zu den Erden in Betracht zieht. An Basicität scheinen die Basalte allerdings noch von einigen sich an die Nephelinite anschließenden, aber selbst nephelinarmen oder -freien Gesteinen übertroffen zu werden.

§ 15. Nun ist es auffällig, daß die Leucitgesteine innerhalb der Reihe der Leucit- und Nephelingesteine wiederum eine centrale Stellung einnehmen, indem sie weder so sauer noch so basisch werden können wie die Nephelingesteine. Ueberdies haben die Leucitgesteine stets eine so bunte mineralische Zusammensetzung, wie sie als Ausdruck der chemischen Zusammensetzung nicht gerade nöthig wäre. Demnach scheint es, als wenn der Leucit sich aus solchen alkalireichen Magmen bildete, in denen die Molekeln physikalischer und chemischer Verhältnisse wegen eine geringere Neigung zur Association zu gleichartigen Massen besitzen. Damit

stimmt es überein, daß die Leucite so oft reich sind an Einschlüssen, und daß die schönsten Leucitgesteine sich als oberflächliche Lavaergüsse an jüngeren Vulkanen finden, so am Vesuv, am Vulkan von Roccamonfina, im Albaner Gebirge, am Kaiserstuhl, in der Eifel, ferner in Wyoming, U. S. A., am Volcan de las vírgines auf der californischen Halbinsel.

§ 16. Durch das leicht zugängliche Vorkommen am Vesuv sind wir in die Lage versetzt, Beobachtungen über genetische Verhältnisse bei der Eruption der Leucitite selbst anzustellen; es ergiebt sich, daß das aus dem Erdinneren empordringende Magma Wasserdampf in wechselnder Menge absorbirt enthält und daneben wohl auch noch einige andere flüchtige Gase, die zur Bildung flüchtiger Verbindungen bei und nach der Eruption beitragen. *Luigi Palmieri*, der langjährige Erforscher des Vesuvs, behauptet, daß die Salze des Meeres Zugang haben zu dem Magmareservoir und die chemische Zusammensetzung des Magmas zu beeinflussen vermögen. Was die Temperatur der Laven beim Ausbruch betrifft, so hat man gefunden, daß dünne Silber- und Kupferdrähte beim Eintauchen noch schmelzen. Eingeschlossene Bruchstücke von dichtem Kalkstein sind in Marmor umgewandelt, ohne Kohlensäure verloren zu haben. Inwieweit die an lockeren Auswürflingen des Vesuvs in reicher Mannigfaltigkeit und Menge beobachteten sublimirten Silicate auch in steinigen Laven vorkommen können, bedarf noch weiterer Untersuchung.

6. Arten der Leucitite. § 17. Wie erwähnt, enthalten fast alle Leucitite neben dem Leucit etwas Nephelin; wenn die Menge desselben nicht bedeutend ist, wird ein näherer Hinweis in der Benennung nicht nöthig sein, da die nephelinfreien Gesteine als Seltenheiten nicht besonders hervorgehoben zu werden brauchen. Dagegen wird ein größerer Gehalt an Nephelin durch ein Attribut anzudeuten sein. In manchen dieser Gesteine halten sich Nephelin und Leucit das Gleichgewicht; geologische Beziehungen können dann ausschlaggebend sein, ob man ein solches Gestein zu den Leucititen oder den Nepheliniten rechnen soll. Es ist dabei nicht außer Acht zu lassen, daß die relativen Mengen von Leucit und Nephelin in einem und demselben Gesteinskörper nicht selten in ungemein weiten Grenzen schwanken. Vom rein geologischen Standpunkt aus bilden Leucitite und Nephelinite überhaupt nur eine Familie.

§ 18. Ein bedeutenderer Einfluß auf die specielle Benennung muß dem Feldspath zugestanden werden. Feldspathhaltige Leucitite bilden die Gruppe der Leucittephrite. Der Plagioklas herrscht unter den Feldspäthen entschieden vor; der Sanidin findet sich in sehr wechselnder Menge, ohne jedoch den Gesammthabitus besonders zu beeinflussen; seine reichliche Anwesenheit bedingt den Uebergang in Leucitphonolith. Ist neben vorherrschendem Plagioklas nur wenig Leucit vorhanden, so heißt man solche Gesteine am besten leucithaltige Plagioklasbasalte. Porphyrische Structur können die Tephrite sowohl durch Leucit wie durch Augit oder durch beide, seltener durch Plagioklas annehmen, wie dies bei vielen Laven des Vesuvs der Fall ist. Seit Alters her führen solche Gesteine den Namen Leucitophyr. An Olivin pflegen die Tephrite arm zu sein oder seiner gänzlich zu entbehren; tritt er in bedeutenderer Menge ein, so spricht man von olivinhaltigem Tephrit oder benutzt wohl auch den Namen Leucitbasanit.

§ 19. Die des Feldspathes fast gänzlich entbehrenden Leucitite bilden die Gruppe der Leucitbasalte, die gewöhnlich olivinhaltig sind und im gegentheiligen Fall als olivinfreie Leucitbasalte bezeichnet werden. *Rosenbusch* bezeichnet letztere als Leucitit, welchen Namen wir als allgemeine Bezeichnung der ganzen Familie und für solche Gesteine beibehalten, welche eine ganz exceptionelle Zusammensetzung haben, wie das in § 1 erwähnte an Leucit ungemein reiche Gestein aus Nordamerika.

§ 20. Tritt Hornblende in die Leucitite ein, so wird man sie mit dem Attribut hornblendehaltig auch nur dann belegen, wenn dieser Gehalt an Hornblende nicht zu unbedeutend und dabei beständig ist. In ähnlicher Weise kann der Hauyn durch sein massenhaftes Vorkommen eine Gruppe der hauynreichen Leucitite bedingen. Das an Nephelin und Leucit fast gleich reiche Gestein vom Vultur bei Melfi enthält große Körner von Hauyn porphyrisch und wird Hauynophyr genannt; die Hauyne sind in ganz frischem Zustande, abgesehen von den bereits durch Interpositionen ganz dunkel gefärbten Rändern, farblos, ihre blaue Farbe ist nach *P. Mann* secundär. Die an Granat reichen Leucitite des Albaner Gebirges führen den Localnamen Lava sperone.

§ 21. Die geringe Menge von glasiger Basis, welche in vielen Leucititen zu finden ist, übt meist keinen Einfluß auf den Gesammthabitus des Gesteines. Gesteine, in denen die glasige Basis vorherrscht, sind bisher nur in geringen Massen bekannt. Die Lavaströme des Vesuvs sind manchmal mit einer glasigen Kruste bedeckt, so namentlich der von 1858, in dessen Kruste ziemlich große Leucite und Plagioklase in einem sehr reichlich vorhandenen braunen Glase mit gabelförmigen Mikrolithen liegen. Aehnlich sind die glasigen Saalbänder der schmalen Gänge am Steilabfall des M. Somma im Atrio del Cavallo beschaffen. Solche Massen sind wahrer Leucitit-Obsidian.

§ 22. In geognostischer Verknüpfung mit Leucitbasalten kommen auch Gesteine vor, welche in reichlicher Basis nur Augit, Olivin, Magnetit ausgeschieden enthalten, aber nur selten wenige Leucite; das sind dann Leucitlimburgite, wie z. B. die Gesteine von Breuna im nordwestlichen Habichtswald, von Desenberg in der Warburger Börde.

§ 23. Auch schaumig aufgeblähte glasige Leucitite kommen vor; so häufig am Vesuv, wo sie erst 1878 von *F. Fouqué* erkannt wurden. Diese Leucitit-Bimssteine aus den Massen, welche i. J. 79 n. Chr. Pompei verschütteten, aus dem „grauen“ Tuff des Vesuvgebirges, aus lockeren Schichten des M. Somma stellen hellgraue, rundlich poröse Stücke von meist nur geringer Größe dar. In glasiger, noch feinporöser Masse sind ausgeschieden besonders Augite und Leucite, letztere von winzigen Dimensionen in ungeheurer Menge; *Fouqué* zählte im Dünnschliff auf einem qmm 2000 Leucite von durchschnittlich 0.02 mm Durchmesser.

§ 24. Die lockeren Auswürflinge des Vesuvs und anderer Vulkane, die Leucitit-Aschen und -Sande enthalten sehr häufig wohlgeformte Krystalle von Augit, seltener von Leucit. Unter dem Mikroskope erweisen sie sich als reich an glasiger Masse mit mikrolithischen Ausscheidungen; Gruppen kleiner Leucite umschließen bisweilen einen glasigen Kern. Fadenförmige Lapilli von glasiger Masse mit knotenförmig hervortretenden Leuciten wurden 1872 von *Palmieri* am Vesuv beobachtet.

§ 25. Die Leucitit-Tuffe, entstanden wie die Basalt-Tuffe, können einen sehr verschiedenen Grad der Festigkeit erreichen; auf der Halbinsel von Sorrent am Golfe von Neapel kommen feste, in regelmäßige Säulen abgesonderte Tuffe vor, deren Material vom Vesuv stammt. Die Leucite sind in solchen Tuffen meist zu weißer, kaolinartiger Masse zersetzt, während sich die Augite noch sehr frisch vorfinden.

§ 26. Wesentlich als Leucitit-Bimsstein-Tuff ist der Traß in der Umgebung des Laacher Sees aufzufassen, ein helles, weiches, erdiges Gestein mit mehr oder weniger fremden Bruchstücken und verkohlten Pflanzenresten. Der Traß scheint bisweilen stromartig geflossen zu sein, wie eine Schlammlava oder Moya. Allgemein wird dieses angenommen von dem Leucitit-Peperin im Albaner Gebirge; er besitzt eine ziemliche Festigkeit und ist reich an Krystallen und Krystallbruchstücken von Leucit, Augit, Hornblende, Biotit, Olivin, Melanit u. s. w. Unter dem Mikroskope treten die einzelnen Bruchstücke der verschiedenartig zusammengesetzten Leucitite deutlich hervor; kaolinische Massen finden sich in kleinen, reinen Partien und auch als Cement der Bruchstücke, welches überdies gelbliche thonige Mineralien enthält, daneben vielleicht auch fein vertheilte Zeolithe, dagegen keinen kohlensauren Kalk. Leucitit-Peperine mit scharfen Augit- und Hornblendekrystallen finden sich auch mehrorts in der Gegend von Rom, dann im nördlichen Böhmen, wo Leucitbasalte sehr weit verbreitet sind.

§ 27. In der nordwestlichen Eifel findet sich bei Steffeln auch ein Leucitit-

Palagonittuff; in den im Schliff lichtbraunen, eckigen und an kleinsten Poren sehr reichen hyalinen Körnern sind kleine Augite ausgeschieden und unsägliche Mengen von Leuciten, außerdem Magnetite, welche sonst in den hyalinen Massen der basaltischen Palagonittuffe nicht beobachtet wurden.

XV. Familie der Nephelinite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	50.64	14.70	12.66	7.42	3.22	4.46	4.02	1.42	0.26
2.	43.22	13.21	14.07	—	8.58	14.97	3.92	2.07	—
3.	42.18	14.66	4.49	5.67	5.53	10.96	9.46	3.53	—
4.	42.12	14.35	13.12	—	6.14	13.00	4.11	2.18	3.42
5.	41.87	16.48	3.16	1.42	7.14	12.10	5.50	0.56	2.67
6.	36.38	14.34	22.30	—	9.18	15.59	3.93	0.77	—
7.	33.89	9.93	15.63	—	16.14	15.19	2.86	—	2.90
8.	27.52	9.48	13.37	—	16.64	16.75	2.38	—	3.27

1. Glimmerhaltiger Nephelinbasalt vom Steinsberg bei Weiler im Odenwald, mit TiO_2 0.86; P_2O_5 0.48; Cl Spur. **2.** Leucithaltiger, an Melilith reicher Nephelinbasalt, Lava vom Bongsberg bei Pelm in der Eifel. **3.** Nephelinbasalt vom Bauersberg bei Bischofsheim vor der Rhön, mit TiO_2 1.18; P_2O_5 und Cl Spuren; NiO 1.58; CoO 1.09. **4.** Nephelindolerit vom Löbauer Berg in Sachsen, mit TiO_2 0.54; P_2O_5 1.65 und Spuren von MnO, Cl, Fl. **5.** Nephelinbasalt vom Wickenstein in Niederschlesien. **6.** Hauynreicher Nephelinbasalt vom Kreuzberg in der Rhön. **7.** Melilithbasalt vom Hochbohl bei Owen in der Schwäbischen Alp, mit TiO_2 0.64; P_2O_5 1.41; CO_2 1.41 und Spuren von Mn, Cr, S. **8.** Augitfreier Melilithbasalt vom Devin bei Wartenberg im N.O. Böhmens, mit TiO_2 2.67; P_2O_5 1.19; CO_2 6.36 und Spuren von Cr, S.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Der Nephelin erscheint in den Nepheliniten nicht gerade selten auch in scharf begrenzten Säulchen, welche meist nur wenig länger als breit sind. Solche Nepheline enthalten oft Einschlüsse fremder Mineralien, von denen namentlich Augit-Mikrolithen, Magnetitkörnchen und winzigste Leucitkryställchen sich vorfinden, den Contouren der Nephelindurchschnitte parallel angeordnet. In anderen Nepheliniten ist der Nephelin kaum von eigenen Flächen begrenzt, doch lassen sich die einzelnen Individuen noch deutlich unterscheiden. Diese bilden den Uebergang zu dem recht häufigen Vorkommen des Nephelins ohne alle eigene Form, als sog. Nephelinfülle; solche leptomorphe Nephelinsubstanz, wie *W. von Gümbel* sie nennt, liegt wie eine Basis zwischen allen anderen Gemengtheilen, bald in größeren Fleckchen, bald nur in winzigen Partikeln wahrnehmbar; sie polarisirt manchmal so sehr schwach, daß die Unterscheidung von farblosem Glase kaum möglich ist. Zum sicheren Nachweise müssen noch chemische Reactionen zu Hilfe genommen werden; aus der gelatinösen Kieselsäure, die sich bei der Behandlung des Nephelins mit Salzsäure abscheidet, krystallisiren beim Eintrocknen zahlreiche Chlornatrium-

würfelchen heraus. An und für sich ist aber diese Reaction auch nicht entscheidend, da glasige Basis in vielen Nepheliniten sich ebenso verhält. Bei der Zersetzung, welcher der Nephelin verhältnißmäßig leicht unterliegt, bildet sich vorzugsweise Natrolith.

§ 3. Leucit erscheint in vielen Nepheliniten in geringer oder größerer Menge mit den S. 146 beschriebenen Eigenschaften; dasselbe gilt von dem Plagioklas, der wohl stets unter dem Mikroskope in Leistenform auftritt und von dem selteneren Sanidin. Hauyn, in farblosen, isabellfarbigen, lichtblauen Krystallen, oft mit dunklem Rande oder mit dichten Strichnetzen ausgestattet, erscheint entweder als sehr spärlicher accessorischer Gemengtheil oder in großer Individuenanzahl als einer der gleichmäßig vertheilten Hauptbestandtheile; makroskopische Dimensionen erreicht er nur in seltenen Fällen.

§ 4. Ist der Melilith in Leucititen kein seltener Gast, so erscheint er doch gerade am liebsten in Nepheliniten; ja er vermag den Nephelin nahezu oder ganz zu verdrängen. Er tritt in der Regel in einzelnen Individuen auf, welche dünnen tetragonalen Täfelchen, seltener kurzen Säulchen entsprechen. Makroskopisch ist er nur ausnahmsweise wahrnehmbar, wenn er dunkelgelbe Fleckchen im Gesteine bildet. Die Basisflächen der Melilithe sind stets, die prismatischen dagegen nur selten zur Entwickelung gelangt; man nimmt ihn deshalb am leichtesten in Querschnitten wahr. Einschlüsse anderer Gemengtheile sind in den Melilithen ganz gewöhnlich, dagegen scheinen Glaseinschlüsse nie vorzukommen. Frische Melilithe sind wasserhell bis lichtgelb und zeigen im letzteren Falle deutlichen Pleochroismus. Eigenthümlich ist es, daß die leistenförmigen Querschnitte meist bläuliche Polarisationsfarben aufweisen. Bei der Zersetzung bilden sich Fasern, welche senkrecht auf den Basisflächen stehen und in Querschnitten meist in einer in der Mitte befindlichen lichten Linie parallel der Basis zusammenstoßen. Uebrigens zeigt der Melilith bisweilen auch eine primäre Faserung parallel der Hauptaxe und Spaltbarkeit parallel der Basis.

§ 5. Augit ist ein weiterer Hauptbestandtheil aller Nephelinite, makroskopisch schwarz, zeigt er unter dem Mikroskop bald grünliche, bald bräunliche Farbe; letztere geht nicht selten in ein stark röthliches Braun über, ja diese Färbung ist für die Augite der Nephelinite sogar recht charakteristisch, solche Augite sind überdies pleochroitisch. Ein zonaler Aufbau aus verschieden gefärbten Schichten oder aus solchen, die sich nur durch die Lage der optischen Elasticitätsaxen unterscheiden, ist sehr häufig. Gleichsam eine Abart dieses Baues ist der sanduhrförmige Bau der Augite. Obwohl solche Augite auch in Plagioklasbasalten nicht gerade zu selten sind, und auch in noch anderen Gesteinen, z. B. den Tescheniten, beobachtet wurden, so erscheinen sie doch in Nepheliniten am häufigsten. Durchschnitte mehr oder minder parallel der Verticalaxe werden von vier Segmenten gebildet, deren Grenzen die Diagonalen der viereckigen Durchschnitte sind: je zwei gegenüberliegende Segmente zeigen dieselbe Farbe und dieselben Auslöschungsrichtungen, während die zwei an einer Diagonale zusammenstoßenden Segmente bis-

weilen ziemlich stark von einander verschieden sind. Zwillingsbildungen nach mehren Gesetzen sind sehr häufig, etwas seltener sind Durchkreuzungszwillinge. In manchen Gesteinen von anamesitischem Korn erscheinen fast alle Augite der Grundmasse als Zwillinge, sonst sind die kleinen Augite der Grundmasse auch oft sehr zerlappt ohne scharfe eigene Form.

§ 6. Ein sehr gewöhnlicher Begleiter des Augites ist der Biotit, dessen Blättchen nie automorph sind, meist sogar stark von anderen Gemengtheilen durchbrochen werden, während ganz umhüllte Einschlüsse gerade nur ausnahmsweise vorkommen. Die im Schliff hell bis dunkel braunen Blättchen erscheinen gern mit Augit verwachsen; in einigen Laven der Eifel umschließen sie dicht die Körner von Olivin.

§ 7. Hornblende erscheint in einigen Nepheliniten in einzelnen größeren, schwarzen Einsprenglingen, in anderen ziemlich gleichmäßig vertheilt, eigenthümliche Gesteinsvarietäten bildend. Im Dünnschliff hat die Hornblende stets braune Farbe mit meist starkem Pleochroismus. Die Individuen sind gut krystallisirt oder abgerundet oder aber auch gleichsam nur als Netzwerk von Partikeln vorhanden, zwischen denen andere Gesteinsgemengtheile oder ganze Partien der Grundmasse stecken. In kleinen Individuen, welche wie die Augite am Aufbau der Grundmasse theilnehmen, kommt die Hornblende nicht vor. Eigenthümlich und z. Th. schwer erklärbar sind die sog. Pseudokrystalle von Hornblende; das sind Aggregate anderer Gemengtheile, meist mit reichlicher Beimengung von Magnetit, welche die Form von Hornblendekrystallen besitzen; Hornblende selbst ist in diesen Aggregaten nur in spärlichen Fetzen vorhanden, bisweilen gar nicht auffindbar.

§ 8. Der Olivin tritt in den Nepheliniten im Ganzen in derselben Weise auf wie in den Leucititen und Basalten, doch scheinen gerade in den Nepheliniten gern gut ausgebildete Durchkreuzungszwillinge und Drillinge vorzukommen. Auffällig ist bisweilen der große Widerstand, den die Olivine der Verwitterung entgegensetzen; bei der Zersetzung bildet sich sonst Serpentin, bisweilen ein grünes, faseriges, stark pleochroitisches Mineral.

§ 9. Als Träger des Titangehaltes tritt in vielen Nepheliniten der Perowskit auf, theils in rundlichen Körnchen, theils in sehr scharfen oktaederähnlichen Krystallen, welche aber wahrscheinlich rhombische Pyramiden sind, da sie sich immer als doppelbrechend erweisen. Die höchstens einen halben Millimeter im Durchmesser haltenden Perowskite sind einschlußfrei, von lichtröthlicher bis violetter oder leberbrauner Farbe und stets in großer Anzahl vorhanden, wenn sie überhaupt vorkommen. Obwohl der Perowskit einer der getreuesten Begleiter des Melilithes ist, findet er sich doch auch in melilithfreien Gesteinen.

§ 10. Magnetit, manchmal titanhaltig, findet sich in allen Nepheliniten und ist bisweilen auch als makroskopischer Einsprengling vorhanden. Aber nicht alle opaken Oktaeder dürften Magnetit sein, manche haben sich als nicht magnetisch und chromhaltig erwiesen. Apatit ist, fast stets unregelmäßig vertheilt, in grobkörnigen Gesteinen ausgezeichnet,

deutlich wahrnehmbar, alle anderen Gemengtheile durchbohrend; in dichten Gesteinen kann er bisweilen unter dem Mikroskop nicht nachgewiesen werden. Melanit in schwarzen, im Schliff dunkelrothbraunen Körnchen findet sich bisweilen, Titanit nur in wenigen Gesteinen.

3. Structur. § 11. Nephelinite von granitisch grobkörniger Structur sind nur von wenigen Punkten in Deutschland bekannt, vom Löbauer Berg in Sachsen, von Meiches im Vogelsberg, vom Katzenbuckel bei Ebersbach im Odenwald, an welchem letzteren Punkte die Nepheline Fettglanz aufweisen, wie Eläolith. In diesen Gesteinen, Nephelin-Doleriten, hat bald der Augit, bald der Nephelin bessere Krystallform, die Recht- und Sechsecke des letzteren treten dann vortrefflich hervor. Zwischen den größeren Körnern sitzt aber fast stets auch noch etwas feinkörniger struirte Masse. Die grobkörnigen Dolerite enthalten stets auch kleinere oder größere Partien von sehr feinkörniger oder dichter Beschaffenheit, der bei Nepheliniten gewöhnlichen Structur. Andererseits erscheinen nicht selten in den dichten Gesteinen sog. doleritische Adern und Putzen, die jedoch noch genauere Erforschung verdienen; in denselben liegt bisweilen ein anderes Mengungsverhältniß der Mineralien vor, oder es treten auch andere auf, welche im übrigen Gesteine nicht vorhanden sind, so Sanidin, Mikroklin u. s. w. In gewisser Beziehung zu diesen Gebilden stehen die Klüfte und Hohlräume, welche mit auskrystallisirten Gemengtheilen des Gesteines bekleidet sind; auf solchen Klüften findet sich z. B. primärer Leucit, wenngleich derselbe sonst im Gesteine nicht vorhanden ist.

§ 12. Viele Nephelinite sind holokrystalline Gesteine, in anderen finden sich geringe Reste einer glasigen Basis; ist dieselbe farblos, so kann ihre Unterscheidung von leptomorphem Nephelin sehr schwierig, ja unmöglich werden. Hellbraune glasige Basis ist oft in größerer Menge vorhanden, dagegen sind vorwaltend glasige Gesteine unter den Nepheliniten nur wenig bekannt, meist finden sie sich nur in kleineren Partien; letztere brauchen, wo sie in sonst dichten Gesteinen putzenweise vorkommen, nicht dieselbe chemische Zusammensetzung zu haben, wie das Gesammtgestein, wie dies durch den sog. Hydrotachylyt vom Roßberg bei Darmstadt, einer primär stark wasserhaltigen glasigen Masse im dortigen Nephelinbasalt, bewiesen wird.

§ 13. Durch Einsprenglinge von Augit, Hornblende oder Olivin nehmen die Nephelinite porphyrische Structur an, ein Verhältniß, welches sich in mikroskopischem Maßstabe wiederholen kann. Der Nephelin tritt nicht porphyrisch auf, doch finden sich nicht selten unter dem Mikroskop reine Aggregate von ziemlich gut begrenzten Nephelinen.

Sog. Augitaugen finden sich ebenso, wie in den anderen basaltischen Gesteinen. Poröse oder schlackige Structur weisen besonders hierhergehörige Laven auf. Bei Nepheliniten, welche sich ihrer Zusammensetzung nach den Phonolithen nähern, findet sich plattige, beinahe schiefrige Structur. Mikrofluctuationsstructur läßt sich nur bisweilen wahrnehmen, namentlich in an Plagioklas oder an Melilith reichen Gesteinen.

§ 14. Bei der Verwitterung nehmen viele Nephelinite und ebenso

auch Leucitite die sog. Kokkolith-Structur an, die darin besteht, daß sich das ganze Gestein in rundlich-eckige Körner, etwa von Erbsengröße, auflockert; bisweilen erscheinen rundliche, dunkle, unzersetzte Fleckchen auf einem hellen, etwas zersetzten Grunde, oder helle Fleckchen auf dunklem Grunde, wodurch dann die Gesteine rein äußerlich Varioliten ähneln.

4. Lagerung. § 15. Die Nephelinite finden sich in denselben Lagerungsformen wie die Leucitite und zwar stets mit ihnen geographisch verbunden. Auch die Absonderung ist dieselbe wie bei den Leucititen und also wie bei den Basalten.

5. Arten der Nephelinite. § 16. Obwohl zu den Nepheliniten eine ganz ähnliche Reihe von Gesteinsarten gehört wie zu den Leucititen, so zeigen erstere dennoch auch einige auffällige Abweichungen von letzteren. An die Phonolithe schließen sich zunächst die tephritischen Gesteine an. Der Nephelinteprit besteht aus Plagioklas, Nephelin, Augit, Magnetit als hauptsächlichsten Gemengtheilen; dazu treten manche andere, von denen namentlich Biotit sehr verbreitet ist. Die meisten Vorkommnisse sind holokrystallin, nur selten ist etwas farblose Basis vorhanden. Titanit und Hauyn sind oft recht charakteristische, accessorische Gemengtheile, Leucit tritt bisweilen in solcher Menge im Gestein auf, daß ein Uebergang in Leucittephrit stattfindet.

Tritt in das Gestein noch Hornblende ein, so benennt man es hornblendehaltigen Nephelintephrit oder wohl auch Buchonit; in der Rhön kommt dieses dunkelgraue Gestein ziemlich häufig vor. Die Buchonite enthalten den Nephelin meist in wenig gut begrenzter Form; neben der eben beschriebenen, zerlappten Hornblende ist stets ebenso zertheilter Biotit vorhanden.

Olivinhaltige Nephelintephrite bezeichnet man wohl als Nephelin-Basanite; wenn der Gehalt an Nephelin sehr gering ist, dann sind die Gesteine besser als nephelinhaltige Plagioklasbasalte zu bezeichnen, da sie den Basalten auch in jeder Hinsicht ähneln.

§ 17. Der eigentliche Nephelinbasalt entbehrt des Plagioklases gänzlich; Nephelin, Augit, Magnetit und Olivin sind die Hauptgemengtheile. Olivinfreie Nephelinbasalte bezeichnet *Rosenbusch* als Nephelinite. Es ist aber beachtenswerth, daß am Löbauer Berge in Sachsen die basaltisch dichten oder anamesitischen Gesteine, welche eine randliche Zone um die aus Nephelindolerit bestehende Hauptmasse bilden, reich sind an Olivin, der im Dolerit kaum nachweisbar ist. In die Mischung der Nephelinbasalte tritt bisweilen etwas Leucit ein, ja es findet Uebergang in Leucitbasalte statt; aber während es kaum nephelinfreie Leucitbasalte giebt, kommen von Leucit durchaus freie Nephelinbasalte in Menge vor.

§ 18. Der Nephelinit-Limburgit enthält in einer reichlich vorhandenen Basis nur Augit, Olivin, Magnetit, aber nur sehr wenig oder gar keinen Nephelin. Aus den geologischen Verhältnissen kann man erkennen, daß diese Gesteine doch zu den Nepheliniten gehören; überdies ist die Basis nach *Bücking* meist ziemlich hell bräunlich und gelatinirt mit Salzsäure unter Abscheidung von Chlornatriumwürfeln beim Eintrocknen der Lösung. Die Basis der Basalt-Limburgite widersteht der Einwirkung der Salzsäure sehr gut. Die Nephelinit-Limburgite enthalten meist Einsprenglinge von Olivin und unterscheiden sich makroskopisch überhaupt nicht von Nephelinbasalten.

§ 19. In den Nephelinbasalten erscheinen nicht selten Hauyn, Perowskit und Melilith als accessorische Bestandtheile; Hauyn tritt bisweilen in so großer Menge auf (hauynreiche Nephelinbasalte bald ohne, bald mit Olivin), daß der hohe Kalkgehalt der Gesteine auf ihn bezogen werden muß. In anderen Gesteinen findet ein hoher Kalkgehalt seinen Ausdruck in der reichlichen Anwesenheit von Melilith. Diese melilithreichen Nephelinbasalte bilden den Uebergang zu dem sonderbaren Melilithbasalt, einem Typus, welcher erst 1882 von *A. Stelzner* in seiner Eigenthümlichkeit erkannt wurde. Da diese Melilithbasalte immer noch etwas Nephelin enthalten und doch seltener sind als die melilithreichen Nephelinbasalte, so lassen

sie sich in die Familie der Nephelinite einordnen. Der Melilithbasalt besitzt das Aeußere eines olivinreichen Basaltes; Olivin, Melilith und in dritter Linie Augit sind die quantitativ vorwiegenden Gemengtheile; an der Zusammensetzung betheiligen sich außerdem noch in untergeordneter, aber zum Theil recht charakteristischer Weise Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit, Chromit(?), spärlich Apatit und zuweilen Hauyn. In chemischer Beziehung zeichnen sie sich durch eine ganz ungewöhnlich hohe Basicität und dadurch aus, daß sie zum größten Theil (mit 92—95 Procent) in Salzsäure unter Abscheidung von Kieselgallerte löslich sind. Eine eigenthümliche Abart stellt noch das Gestein vom Dewin bei Wartenberg in Böhmen dar; demselben fehlt der Augit gänzlich; es ist reich an Melilith, Perowskit und Nephelin.

Der Melilithbasalt tritt zumeist in kleinen, gangförmigen Massen auf, in größerer Verbreitung in der schwäbischen Alp, spärlicher im Elbgebiete in Sachsen und Böhmen. Aus Schweden ist ein ganz isolirtes Vorkommniß von Alnö im Kreise Vesternorrland durch *Törnebohm* bekannt geworden; Biotit vertritt dort fast ganz den Augit und erscheint auch makroskopisch als Einsprengling neben Olivin.

§ 20. Klastische Gesteine der Nephelinite sind bisher wenig Gegenstand näherer Untersuchung gewesen; wie man mit Bestimmtheit noch keinen Nephelinit-Obsidian kennt, so ist von Nephelinit-Bimsstein noch gar nichts berichtet worden; selbst die Aschen, Sande und Schlacken der Eifeler Vulkane, welche Nephelinit-Lavaströme producirt haben, warten noch auf nähere Untersuchung. Daß auch Tuffe der Nephelinite mit besonderen Charakteren erkannt werden, steht zu erwarten, bisher sind sie wohl unter der allgemeinen Gruppe der Basalttuffe mit einbegriffen.

B. Katogene Gesteine.

I. Familie der Gneiße.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1. Die chemische Zusammensetzung aller derjenigen Gesteine, welche zur Familie der Gneiße gerechnet werden müssen, ist eine außerordentlich verschiedene und innerhalb weiter Grenzen schwankende. Aber immer ist die mineralische Zusammensetzung der Ausdruck der chemischen; ist die letztere eine solche, daß sie sich nicht in die gewöhnlichsten Gemengtheile, Quarz, Feldspäthe, Glimmer, zerfällen läßt, dann bedingt der übrigbleibende Rest der chemischen Bestandtheile das Auftreten anderer Mineralien, welche besondere Abarten des Gneißes charakterisiren. Es fehlt noch zu sehr an zuverlässigen und vollständigen Analysen von genau untersuchten Gneißen, um ganz allgemein den Nachweis zu liefern, bei welcher chemischen Zusammensetzung der eine oder andere Gemengtheil auftreten muß.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O.
1.	74.87	1.12	13.00	—	2.27	0.17	1.13	2.55	3.29	0.82
2.	74.45	0.40	9.26	4.82	0.05	0.03	0.78	2.66	5.80	0.63
3.	74.18	0.63	8.44	5.98	2.14	Spur	1.75	1.46	4.59	0.31
4.	73.45	0.45	12.00	2.80	—	0.35	Spur	8.12	2.50	0.70
5.	73.29	—	13.88	0.75	1.71	0.84	2.85	3.93	1.95	0.77
6.	70.81	—	14.99	1.98	3.22	1.15	1.92	5.16	1.03	0.94
7.	65.06	1.11	15.11	2.80	4.31	1.30	3.50	1.11	4.91	1.06
8.	64.44	1.70	18.18	—	6.24	2.98	0.67	0.46	3.19	2.10
9.	56.80	—	20.73	6.27	5.43	2.90	0.94	1.08	3.96	1.11
10.	56.44	0.62	14.37	1.02	4.68	3.70	13.15	4.30	1.23	0.47
11.	44.53	—	17.55	3.38	12.60	5.68	3.36	3.60	3.54	1.66

1. Rother (d. i. Muscovit-) Gneiß vom Michaelisstollenmundloch bei Freiberg in Sachsen, mit MnO 0.25. **2.** Bunter bojischer (d. i. glimmerarmer, zweiglimmeriger) Gneiß von Neuneigen bei Wernburg in der Oberpfalz, mit FeS_2 0.12. **3.** Streifig-körniger (Körnel-) Gneiß aus dem Arbergebiet im Bayerischen Walde mit Spuren von P_2O_5, BaO und FeS_2. **4.** Albitgneiß vom Grundlitz bei Stammbach im Fichtelgebirge. **5.** Körnig-streifiger Biotitgneiß aus dem Wildschapbachthal im Schwarzwald, mit P_2O_5 0.37 und Spuren von BaO, SO_3, Cl, Fl, Cu, Pb, Bi, Co. **6.** Schieferiger Biotitgneiß aus der Nähe des Gasthauses zum Ochsen im Wolfthale im nördlichen Schwarzwalde, mit Spuren derselben Elemente wie der vorher-

gehende. **7.** Grauer Normalgneiß (d. i. Biotitgneiß) von Kleinwaltersdorf in Sachsen, mit Spur von MnO. **8.** Cordieritgneiß von Lunzenau in Sachsen, mit MnO 0.58 und Spuren von P_2O_5 und Fl. **9.** Granatgneiß von Trosa in Schweden, mit MnO 0.22. **10.** Quarzarmer Augitgneiß von La Hingrie unfern Markirch in den Vogesen. **11.** Kinzigit von Schenkenzell bei Wittichen im Schwarzwalde, mit P_2O_5 0.17; S 0.29; C 4.33.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Der Quarz erscheint in Gneißen zumeist mit lichtgraulicher Farbe, welche durch das Durchscheinen dunkler Gemengtheile, sowie durch Einschlüsse in der an sich farblosen Masse bedingt wird; weiß erscheinen die Quarze, wenn sie sehr reich an Poren und Flüssigkeitseinschlüssen sind, roth durch Ablagerung von secundären Eisenhydroxyden auf der Oberfläche und auf Spalten. Die Flüssigkeitseinschlüsse haben meist rundliche Contouren, sie bestehen bisweilen aus flüssiger Kohlensäure, meist aber aus einer wässerigen Flüssigkeit, die in einigen Fällen als mehr oder minder concentrirte Lösung von Sulfaten und Chloriden der Alkalien u. s. w. erkannt wurde. Sog. doppelte Einschlüsse kommen ebenfalls vor. Einschlüsse von Blättchen von Magnesiaglimmer mit abgerundeten Contouren, von Körnchen der Eisenerze und von Faserkieselnadeln sind in den Quarzen nicht selten, bisweilen in ungeheurer Menge auftretende, äußerst dünne und kurze Nädelchen sind ihrer Natur nach noch nicht bestimmt. Beachtenswerth ist das Vorkommen von Quarzkörnchen im Quarz, die nur im polarisirten Lichte infolge verschiedener Orientirung der optischen Hauptschnitte erkannt werden können. Die Substanz des Quarzes zeigt bisweilen felderweise ein wenig abweichend orientirte optische Hauptschnitte, noch seltener sind Streifen parallel der Hauptaxe, die nur bei schiefer Stellung derselben gegen die Hauptschnitte der Nicols erkennbar sind.

§ 3. Der Orthoklas hat in vielen, vielleicht in den meisten Gneißen eine adularähnliche Beschaffenheit; erst durch partielle Zersetzung wird er dem Feldspath der Granite ähnlich; die röthliche Färbung durch Eisenoxyde ist local für gewisse Gneiße charakteristisch. Flüssigkeitseinschlüsse sind mehrfach beobachtet worden; anscheinend leere Poren sind weit verbreitet. Während in einigen Gesteinen Zwillinge nicht selten gefunden werden, fehlen sie in anderen Vorkommnissen gänzlich. Von Interpositionen anderer Mineralien sind zu erwähnen Quarzkörnchen, Biotitblättchen, Nädelchen von Fibrolith, durch ihre Gruppirung einen zonalen Aufbau des Feldspathes andeutend, endlich Salitmikrolithen, welche in ungeheurer Menge die Orthoklase wie die Plagioklase gewisser Gesteine erfüllen. Die Orthoklase besitzen bisweilen eine eigenthümlich faserige Structur, über die bei Besprechung der nächsten Familie der Granulite Näheres anzugeben ist.

§ 4. Mikroklin gewahrt man bei mikroskopischer Untersuchung in den meisten Gneißen nur ausnahmsweise in vereinzelten Individuen; nur selten scheinen sie vor den anderen Feldspäthen vorzuherrschen.

§ 5. Plagioklas ist fast stets neben Orthoklas vorhanden, ja in einigen Gneißen ist er ausschließlich der feldspäthige Gemengtheil. Der

chemischen Zusammensetzung nach dürfte er in den meisten Fällen dem Oligoklas nahe stehen; die Anwesenheit von Albit ist bisweilen, die der basischen Plagioklase dagegen noch nicht nachgewiesen worden, außer etwa in Gneißen des mittleren Schwarzwaldes, wo die Plagioklase nach *Weber* einen zonalen Aufbau aus optisch abweichend beschaffenen Schichten erkennen lassen mit einem dem Anorthit nahe stehenden Kern. Die Farbe der Plagioklase, deren Substanz ursprünglich ebenfalls meist wasserklar ist, ist eine weißliche, nur selten eine röthliche, wie im sog. bojischen Gneiße der Oberpfalz in Bayern. Die Verzwillingung findet in sehr verschiedener Weise statt; bisweilen erscheinen nur zwei Lamellen, in anderen Fällen sieht man eine reichliche polysynthetische Verzwillingung, die nicht selten schon makroskopisch erkennbar ist; eine gleichzeitige Verzwillingung nach zwei Gesetzen kommt vor, doch pflegen sich die Lamellen nicht zu durchkreuzen. In Plagioklasen erscheinen dieselben Einschlüsse wie im Orthoklas.

§ 6. Heller Kaliglimmer, ganz farblos oder lichtgrünlich oder graulich gefärbt und dann deutlich dichroitisch, enthält sehr häufig Eisenglanz oder titanhaltigen Eisenglanz in dickeren Körnchen oder dünneren, oft zerlappten Täfelchen eingeschaltet; nur selten ist eine gesetzmäßige Verwachsung mit dunklem Glimmer zu erkennen; es umschließt dann der helle Glimmer den dunklen in völlig paralleler Stellung, oder ein Durchschnitt durch eine Lamelle erscheint an einem Ende farblos, am anderen stark gefärbt mit plötzlichem Uebergang; ein langsamer Uebergang der Glimmerarten in einander findet nirgends statt.

§ 7. Dunkler Magnesiaglimmer ist in Gneißen häufiger als Kaliglimmer; die in frischem Zustande dunkel braunen, meist schwarzen Blättchen können chemisch eine sehr verschiedene Zusammensetzung besitzen; wenngleich eigentlicher Magnesiaglimmer am häufigsten zu sein scheint, so kommen doch auch dem Lepidomelan nahe stehende eisenreiche Glimmer vor, sog. Haughtonit. Die optische Zweiaxigkeit mit kleinem Winkel ist mehrfach constatirt worden. Einschlüsse von Eisenerzen und von Zirkon sind oft von einem dunkler gefärbten Hofe umgeben; Flüssigkeitseinschlüsse kommen weder im dunklen noch im hellen Glimmer vor.

§ 8. Apatit, nur ganz ausnahmsweise einmal makroskopisch sichtbar (im Schwarzwalde am Roßkopf bei Freiburg), tritt in fast allen Gneißen auf, und zwar, wie es scheint, stets in unregelmäßiger Vertheilung im Gestein. Krystallform ist an ihm nur selten wahrzunehmen; meist findet er sich in dicken, rundlichen Körnern von reiner Substanz ohne alle Einschlüsse; nur Flüssigkeitseinschlüsse kommen vor.

§ 9. Von Eisenerzen sind Magneteisen, Eisenglanz, Titaneisen und Eisenkies in Gneißen weit verbreitet, doch pflegen sie sich mit Ausnahme des Eisenkieses einander auszuschließen. Beachtenswerth ist der Umstand, daß das Magneteisen in manchen größeren Gebieten vorherrscht, in anderen gänzlich fehlt und durch Eisenglanz vertreten wird, welcher sonst im Allgemeinen in den quarzreichen Gneißen lieber erscheint als in den quarzarmen.

§ 10. Die weitaus größere Mehrzahl der Gneiße enthält, wenigstens vereinzelt, in kleinen, oft nur mikroskopisch auffindbaren Körnchen Granat; seine stets einzeln liegenden Individuen sind bald gut krystallisirt als Rhombendodekaeder oder Ikositetraeder, bald als rundliche oder sogar auch als längliche Körnchen vorhanden. Die Granaten haben stets blaß- bis dunkelrothe Farbe und sind meist Magnesia-Thonerde- oder Eisen-Thonerde-Granaten: manganhaltige Granaten führt der Gneiß von Gaggenau im Schwarzwald. Einschlüsse anderer Gemengtheile sind im Granat sehr häufig, sobald er nur irgendwie etwas größere Dimensionen erreicht.

§ 11. Fast in allen Gneißen findet sich ferner der Zirkon in kleinen, fast farblosen oder schwach gelblichen Säulchen oder länglichen Körnchen; Titanit ist ziemlich selten, außer in Hornblendegneißen; Orthit findet sich als accessorischer Gemengtheil im nördlichen Schwarzwald und in Schweden; Rutil in dunkel gelben bis röthlichen Säulchen ist in Gneißen ziemlich weit verbreitet; in der Gegend von Bärnau in der Oberpfalz und im anstoßenden böhmischen Gebiete findet sich Nigrin in rundlichen, geschiebeartig aussehenden Knöllchen ziemlich reichlich im sog. Schuppengneiß; Turmalin in kleinen schwarzen Säulchen ist in Gneißen im Ganzen selten; Staurolith, Cyanit, Molybdänglanz finden sich auch nur selten in Gneißen. Ueber andere Mineralien, welche Arten der Gneiße bedingen, wird bei letzteren gehandelt werden.

3. Makroskopische Structur. § 12. Von den Structurverhältnissen der Gneiße verlangt zunächst die meist vorhandene Parallelstructur hervorgehoben zu werden. Den Unterschied zwischen Gneiß und Granit, abgesehen von allen anderen Verhältnissen, allein im Vorhandensein oder Fehlen dieser Structur zu suchen ist unzulässig; denn wie der Granit deutliche Parallelstructur annehmen kann, so kann letztere dem Gneiße völlig fehlen. Es giebt eine ununterbrochene Reihe von Gneißen, welche eine sehr ausgeprägte Parallelstructur besitzen, bis zu solchen, denen sie gänzlich fehlt, die ein richtungslos körniges Gefüge besitzen. Es findet sich letztere Structur nicht nur in einigen durch besondere Gemengtheile charakterisirten Arten, sondern auch bei den gewöhnlichen Glimmergneißen; letztere werden dadurch Graniten täuschend ähnlich und können nur durch Lagerungsverhältnisse als Gneiße erkannt werden. *Kalkowsky* hat vorgeschlagen, solche Gesteine als körnige Gneiße (genauer: richtungslos körnige Gneiße) zu bezeichnen, doch kann auch die Benennung Granit gebraucht werden, da das Wesen der sog. Lagergranite noch keineswegs völlig erkannt ist. Man pflegt Gneiße, in denen die Parallelstructur nur schwach ausgebildet ist, als Granitgneiße zu bezeichnen, welcher Name aber besser vermieden wird.

§ 13. Die Parallelstructur wird in erster Linie durch die Lage der Glimmerblättchen bedingt. In schiefrigen Gneißen liegen alle Glimmerblättchen einander möglichst parallel und bilden dabei noch zusammenhängende Häute, so daß das Gestein ziemlich gut spaltet; der sog. beole oder bevole am Orta-See läßt sich in Platten spalten, die selbst zum Dachdecken benutzbar sind. Im flaserigen Gneiß setzen

Glimmerblättchen kleinere oder größere Lamellen zusammen, die meist etwas wellig gebogen, nur im Allgemeinen einer Ebene parallel sind. Im schuppigen Gneiß liegen die Glimmerblättchen mehr einzeln als zu Lamellen verbunden einander wenigstens annähernd parallel; sind Quarze und Feldspäthe in solchen Gesteinen einander noch annähernd gleich groß, so weist der Gneiß bisweilen einen eigenthümlichen sandsteinartigen oder zuckerkörnigen Habitus auf. Eine plattige Structur erhält der Gneiß, wenn die Glimmerblättchen in vollkommen ebenen, einander parallelen Flächen vereinzelt, d. h. ohne zusammenhängende Lamellen zu bilden, angeordnet sind.

Heller und dunkeler Glimmer verhalten sich etwas verschieden in Bezug auf ihre Anordnung; der dunkele Glimmer hat entschieden die Neigung Membranen zu bilden, der helle dagegen isolirt in einzelnen Schuppen zu erscheinen; so pflegt auch der helle Glimmer in den Lamellen der schwarzen eingestreut zu sein, wenn beide zusammen vorkommen. Der Glimmer oder auch die anderen Gemengtheile, besonders Quarz, können ferner in einzelnen Lagen reichlicher vorhanden sein als in anderen; der Glimmer hält dann in ersteren besser die parallele Lagerung ein als in letzteren; solche Gneiße nennt man Lagen-, Band- oder streifige Gneiße, letztere Bezeichnungen nach dem Aussehen der Querbrüche.

§ 14. Eine besondere Abart der Parallelstructur zeigt der gestreckte Gneiß; in demselben ist eine lineare Richtung mehr oder minder deutlich ausgeprägt; so können z. B. die Glimmer-Lamellen in einer Richtung stark ausgedehnt sein, oder die Quarze bilden stengelige Aggregate. In stengeligen (oder Holz-)Gneißen ist diese Structur besonders stark ausgeprägt. Ueber die Mikrostructur und die Beziehungen der Structur zum Gebirgsbau fehlen noch genauere Untersuchungen.

§ 15. Was die durchschnittliche Größe der Gneißgemengtheile anbetrifft, so ist ein mittleres Korn am gewöhnlichsten; manche Gneiße sind nur scheinbar grobkörnig, indem Quarze und Feldspäthe aus kleineren Individuen zusammengesetzt sind. Doch kommt auch wirklich sehr grobkörniger Gneiß vor; so der „Riesengneiß“ bei Annaberg im sächsischen Erzgebirge, der „Gigantgneiß“ im Quellgebiete des Etsch; in letzterem erreichen die einzelnen Individuen eine Größe von mehren Centimetern. Andererseits giebt es auch sehr feinkörnige, ja ganz dichte Gneiße, die nur mikroskopisch bestimmbar sind; letztere Gesteine werden aber wohl besser einer der beiden folgenden Familien zugerechnet.

Aus dem gleichmäßigen Gemenge der Bestandtheile können einzelne porphyrisch hervortreten; dies geschieht namentlich oft mit dem Granat und anderen sog. accessorischen Gemengtheilen. In den Glimmergneißen treten dagegen auch die Feldspäthe bisweilen porphyrisch hervor, indem sie dabei abgerundete Krystallformen aufweisen. Die Orthoklase sind meist als Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz ausgebildet; auch Mikroklin und Plagioklas erscheinen porphyrisch. Von diesen porphyrischen bis porphyrartigen Gneißen unterscheiden sich die Augengneiße dadurch, daß die ausgeschiedenen Feldspäthe, Feldspath- oder Feldspathquarzaggregate die Form dicker Linsen aufweisen. Der Quarz erscheint

selten in solchen Augen, so z. B. in dem feldspath- und glimmerarmen Quarzaugengneiß von Osören, südlich von Bergen in Norwegen.

§ 16. Die Parallelstructur des Gneißes erleidet nicht selten dadurch eine Abänderung, daß in ihm die ideale Ebene, welcher die Bestandtheile parallel gelagert sind, in kurzen Abständen ihre Lage verändert; es giebt eine ununterbrochene Reihe von eben plattigen bis zu stark gewundenen und gefalteten Gneißen; die Gesteinslagen sind bisweilen „wellenförmig oder ganz unregelmäßig gewunden, oft cylindrisch zusammengebogen, so daß man im Querbruche einen Holzstamm mit Jahresringen zu erblicken glaubt" *(F. v. Hochstetter)*. Wenngleich in anderen Fällen die Schenkel der größeren Falten noch aus einer Anzahl kleinerer Falten bestehen, so wird man doch bei genauerer Prüfung erkennen, daß die Normale auf den Falten stets senkrecht auf der Ebene der trotz aller Faltungen einander nahezu parallel liegenden Glimmerblättchen steht; es hat also die Faltung nur gleichsam die Substanz des Gesteines als solche, nicht die Stellung des einzelnen Kornes an und für sich betroffen. In so fern ist die Faltung nur ein Structur-, nicht ein Lagerungsverhältniß. An den Knieen dicker gefalteter Lagen sind die Glimmerblättchen bisweilen ganz wirr und regellos angeordnet.

4. Mikroskopische Structur. § 17. Die mikroskopische Untersuchung der Gneiße läßt Structurverhältnisse erkennen, welche für die Theorie der Entstehung dieser Gesteine von hohem Werthe sind. So zunächst die Formverhältnisse. Die Glimmerblättchen weisen fast niemals eine gute Begrenzung durch Krystallflächen in der Säulenzone auf; nicht selten sind sie sogar ganz zerlappt, nehmen aber dabei fast nie den Quarz oder Feldspath ganz in sich auf. Zwischen Quarz und Feldspath giebt es in Bezug auf ihre Form bestimmte Beziehungen. Ganz ausnahmsweise erscheinen vollkommen auskrystallisirte, schon makroskopisch wahrnehmbare Quarze in den feldspäthigen Lagen in einem Gneiß unfern Kötzting im bayerischen Walde (nach *v. Gümbel*); häufiger sieht man, daß der Quarz entschieden das Uebergewicht über den Feldspath hat in Bezug auf die Tendenz zur Formausbildung; namentlich zeigen ganz in Feldspath eingebettete Quarze abgerundete Contouren, welche die Pyramide deutlich erkennen lassen. In anderen Gneißen hat der Quarz nur theilweise dieses Uebergewicht; in wieder anderen haben weder Quarz noch Feldspäthe eigene Form und in noch anderen zeigen die Feldspäthe einzelne krystallographische Flächen; daß dieselben viel besser krystallisirt vorkämen als der Quarz, wie in manchen Graniten, scheint nie der Fall zu sein. Bisweilen ist der Quarz pegmatitisch mit Feldspath verwachsen. In einigen Gneißen kann man in Schliffen quer gegen die Parallelstructur eine Neigung zu einer schichtenartigen Absonderung der drei Gemengtheile Quarz, Feldspath, Glimmer wahrnehmen; nächst reinen Glimmerlagen sind dünne Quarzlagen am häufigsten.

§ 18. In Bezug auf relative Korngröße kommen bei den Gneißen große Verschiedenheiten vor; einige Gneiße weisen eine auffällig gleichmäßige Größe aller Gemengtheile auf; dabei wechseln dann wohl noch einzelne Quarze mit einzelnen Feldspäthen und einzelnen Glimmern. In

anderen Gneißen sind die makroskopisch wahrnehmbaren Quarze und Feldspäthe Aggregate kleinerer Individuen; doch kommen neben den Aggregaten auch Einzelindividuen vor. Ferner finden sich Gneiße, in denen größere und kleinere Individuen aller Gemengtheile durch einander vorkommen. In noch anderen gewahrt man als Extrem dieser Ausbildungsweise ein sehr feinkörniges Gemenge zwischen bedeutend größeren Einzelindividuen, ohne daß diese sog. Mörtelstructur besondere makroskopische Eigenthümlichkeiten bedingt.

§ 19. Obwohl zerbrochene Gemengtheile, z. B. Turmaline, schon makroskopisch beobachtet worden sind, so läßt sich doch meist erst unter dem Mikroskope constatiren, ob wirklich Bruchstücke vorliegen. *F. Becke* fand die Feldspäthe in einem Muscovitaugengneiß zerborsten und Quarz auf den Sprüngen eingedrungen, Quarz, der sich von dem der übrigen Masse durchaus nicht unterschied. Ueber zerbrochene Apatite berichtet *Zirkel*. Wenn jedoch nur wenige Hundertstel mm dicke Nadeln von Fibrolith in einzelne Theile, die ohne seitliche Verschiebung genau hinter einander liegen, zerlegt erscheinen, so dürfte ein Zerbrechen schon starrer Nadeln hier nicht stattgefunden haben.

§ 20. Die Flüssigkeitseinschlüsse, vorherrschend im Quarze befindlich, lassen nach Anzahl und Anordnung besonders wichtige Verhältnisse erkennen, deren Extreme folgende sind. Einige Gneiße sind auffällig arm an Flüssigkeitseinschlüssen, so daß viele Quarzkörner durchaus frei davon sind; andere Gneißquarze dagegen strotzen förmlich von meist sehr kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, die dann meist in Linien oder noch mehr in Flächen angeordnet sind. In manchen Gneißen setzen diese Flächen von Flüssigkeitseinschlüssen fast nie aus einem Quarzindividuum in ein unmittelbar daneben liegendes hinüber; in anderen Gneißen ist dies sehr oft der Fall. Dabei liegen dann diese Einschlußflächen, wenigstens durch ein ganzes Präparat hin, einander parallel, und zwar, wie es scheint, in vielen Fällen senkrecht zur Parallelstructur des Gesteines. Doch bedürfen diese Verhältnisse noch weiterer Untersuchungen an genau orientirten Präparaten.

5. Accessorische Bestandmassen. § 21. In Platten, Linsen und Knauern erscheinen in den Gneißen nicht selten rein oder mit Gneißgemengtheilen durchmischt Anhäufungen von Mineralien, die entweder im Gneiß accessorisch vorhanden sind oder ihm auch ganz fehlen. Sehr häufig tritt der Faserkiesel in solchen Massen auf; von ihm wird weiter unten ausführlich die Rede sein. Im Gneiß von Beaunan bei Lyon erscheinen von Glimmer umgebene Linsen von Gedrit; in ähnlicher Weise kommt in Grönland der Sapphirin vor.

§ 22. Quarzlinsen, d. h. linsenförmige Massen von glasigem, grobkörnigem Quarze mit wenig anderen Mineralien, einige Centimeter bis mehre Meter lang, liegen nicht selten concordant zwischen den Schichten des Gneißes; bisweilen sind diese Linsen im Inneren hohl und enthalten schöne Bergkrystalle, bilden also sog. Krystallkeller. Doch ist beachtenswerth, daß die Quarzlinsen manchen Gneißarten sowie in manchen Gebieten gewöhnlicher Glimmergneiße fast gänzlich fehlen. Reine Feld-

spathlinsen von größeren Dimensionen scheinen nur ausnahmsweise vorzukommen, dagegen sind Massen eines Quarz-Feldspath-Gemenges ohne Glimmer eine sehr häufige und allgemein verbreitete Erscheinung. Es finden sich Linsen eines regellos körnigen Gemisches von Quarz und Feldspäthen und ein wenig Glimmer von wenig göberem Korne als das des Gneißes dem letzteren concordant eingelagert, in selteneren Fällen jedoch auch quer gegen die Schichten, quer gegen die Parallelstructur gestellt. Accessorische Mineralien, die nur zum Theil auch in dem betreffenden Gneiße vorhanden sind, finden sich sehr oft. So namentlich Turmalin, Granat, Faserkiesel u. s. w. *Jokély* fand im Egerer Kreise solche Massen allseitig von Quarz umgeben.

Von diesen Ausscheidungen lassen sich vielleicht noch unterscheiden die grobkörnigen Nester von mehre Centimeter großen Individuen von Quarz und Feldspäthen, die ebenfalls sehr häufig vorkommen. In diesen Nestern stellen sich noch mehr accessorische Mineralien ein. So ist hier namentlich der Mikroklin, der Albit, Beryll, Turmalin, Apatit, Titanit u. s. w. zu finden. Im Eulengebirge kommen Turmalin und Faserkiesel in solchen Nestern vor, schließen sich aber dabei gegenseitig aus. Auch diese grobkörnigen Nester durchqueren bisweilen die Gneiße, sie sind aber trotzdem, ebenso auch die feinkörnigeren Quarzfeldspathausscheidungen und die regelmäßig eingeschalteten Nester, von wesentlich gleichem Alter mit den Gneißen selbst, in welche sie meist ohne scharfe Grenze schnell übergehen, ja mit denen sie einzelne Mineralindividuen gemeinsam besitzen.

§ 23. An die querstehenden Nester und Ausscheidungen schließen sich die Gänge von Mineralaggregaten an, welche die Schichten des Gneißes durchqueren. Die Gänge, welche bald gradlinigen, bald starkgewundenen Verlauf haben, sind bald nur wenige Centimeter, bald viele Meter mächtig; kleine Gänge sieht man an geeigneten Aufschlüssen sich bald allseitig auskeilen; die Gänge finden sich in manchen Gneißgebieten nur vereinzelt, in anderen sind sie ziemlich häufig. In diesen Gängen finden sich außer Gemengtheilen der Gneiße sehr oft auch seltenere Mineralien, bisweilen auf Drusen in schönen Krystallen. Quarz, Feldspäthe und Glimmer sind die hauptsächlichsten Bestandtheile dieser Gänge, die bald ein gleichmäßiges, richtungslos fein bis sehr grobkörniges, vollkommen granitartiges Gemenge, bald eine symmetrisch lagenförmige Structur aufweisen, wie sie in Erzgängen vorzukommen pflegt. Bruchstücke des Nebengesteines kommen nicht gerade selten in den Gängen vor. Verschiedene Gneißarten führen je verschieden zusammengesetzte Gänge, die aber überall wie die vorhin erwähnten Nester wesentlich gleichalterig mit den sie einschließenden Gneißen sein müssen; eine secundäre Entstehung derselben durch circulirende Sickerwasser ist nach allen Lehren der chemischen Geologie unmöglich; es fehlen diesen Gängen fast alle diejenigen Mineralien, welche wir gerade am häufigsten bei der Zersetzung der Gesteine sich bilden sehen. Andrerseits besteht nicht selten zwischen der Masse dieser Gänge und eruptiven Graniten in allem eine solche Aehnlichkeit, daß man erstere auch für eruptiv

halten möchte. Eine allseitig befriedigende Erklärung der Entstehung dieser Gänge ist noch nicht gegeben worden.

6. Lagerung. § 24. Die Lagerungsform der Gneiße ist die Schicht; alle Gneiße, welches auch immer ihre mineralische Zusammensetzung und ihre besondere Structur sein möge, liegen in Schichten, deren ursprüngliche Stellung ohne Zweifel die horizontale ist. Gneiße, in denen die Parallelstructur nur wenig entwickelt ist, lassen ebenfalls durch geringen Wechsel in der Zusammensetzung oder durch Einlagerungen anderer Arten oder anderer Gesteine die Schichtung erkennen. Gneiße, in denen die Parallelstructur stark ausgeprägt ist, lassen stets erkennen, daß die letztere der Schichtung parallel ist; doch kommt stellenweise, wo die Schichten eine gewundene und gefaltete Structur aufweisen, auch der Fall vor, daß discordant zu einander gestellte Lagensysteme scharf an einander abstoßen. Doch ist dies mehr ein auf die Structur allein als auf die Lagerung bezügliches Verhältniß. Ebenso ist bisher transversale, durch Gebirgsdruck erzeugte Schieferung an Gneißen nur unter gewissen Umständen beobachtet worden; secundäre Gemengtheile und andere Verhältnisse lassen erkennen, daß eine solche transversale Schieferung lange nach der Enstehung der Gneiße und unabhängig von derselben als eine Folge der Gebirgserhebung erzeugt worden ist.

Wenngleich die parallele Schichtung des Gneißes fast überall zu erkennen ist, so ist man doch bei der Kartirung größerer, gut aufgeschlossener Gebiete zu der Ueberzeugung gekommen, daß diese Schichten in der Fläche nicht sehr ausgedehnt, daß vielmehr diese Schichten nur mehr oder minder dünne, linsenförmige Körper sind; einzelne Gneiße, namentlich durch bestimmte, reichlich vorhandene, sog. accessorische Gemengtheile charakterisirte Arten, treten vorzugsweise in verhältnißmäßig kurzen und dicken Linsen auf; doch bleibt diese Linsenform nur eine Abart der Schicht.

§ 25. Echte Gänge von Gneiß sind bisher noch nirgends beobachtet worden; es wurde früher namentlich vom rothen (Muscovit-) Gneiß des sächsischen Erzgebirges angegeben, daß er in Gängen auftrete, doch haben sich diese Angaben als irrthümlich erwiesen; Störungen der Lagerungsverhältnisse, ungenügende Aufschlüsse, das Vorkommen in kurzen, dicken Linsen können zu solchen Irrthümern Anlaß geben. Bisweilen haben auch die eben angeführten pegmatitischen Mineralgänge eine mit dem einschließenden Gneiße concordante Parallelstructur, wie dies von *H. Reusch* aus der Gegend von Bergen in Norwegen angeführt wird; solche Massen sind aber noch lange nicht Gneiß. Dagegen kommt es vor, daß Lagergranite, d. i. richtungslos körnige Gneiße, ihre Schicht verlassen und die darüber oder darunter liegenden durchbrechen; es will scheinen, als wenn die Gneißsubstanz, wenn sie eruptiv wird, die Parallelstructur verliert und die richtungslos körnige annimmt.

§ 26. Zu derselben Gruppe von Erscheinungen gehört auch das Vorkommen von Bruchstücken im Gneiß, die in einigen wenigen Fällen mit Sicherheit beobachtet wurden. Die Bruchstücke gehören

stets einer dem einschließenden Gneiße der mineralischen Zusammensetzung nach sehr nahe stehenden Masse an; der einschließende Gneiß schmiegt sich um und zwischen die Bruchstücke in ungestörter Parallelstructur an, oder er nimmt richtungslos körnige Structur an.

§ 27. Es giebt ziemlich große Gneißgebiete, in denen nur eine Art von Gneiß vorkommt; meist jedoch erscheinen schon auf kleinem Raume Gneißarten, die bei gleicher oder annähernd gleicher mineralischer Zusammensetzung der Structur nach von einander verschieden sind; diese Gneißarten stehen aber stets mit einander durch Uebergänge in Verbindung. Der Uebergang kann sowohl nach unten und oben wie auch seitwärts stattfinden durch langsamere oder schnellere Aenderung der Structur oder durch mehrfache Wechsellagerung der Arten in dünneren Schichten. Aber auch zwischen Gneißen von verschiedener mineralischer Zusammensetzung findet fast stets ein Uebergang statt, indem die unterscheidenden Mineralien in ab- oder zunehmender Menge in das Gefüge eintreten. Ferner findet Uebergang statt in alle die mannigfaltigen anderen Gesteine, welche concordant zwischen die Gneißschichten eingelagert vorkommen; die Uebergangszone pflegt im Allgemeinen um so schmäler zu sein, je verschiedener die in einander übergehenden Gesteine sind.

§ 28. Das Vorkommen und die Anordnung der in den Gneißen eingelagerten, anderweitigen Gesteine zu behandeln, ist Gegenstand der allgemeinen Geologie der sedimentären Formationen; die Schichtung der Gneiße zwingt uns dieselben den letzteren zuzurechnen. Auch die Faltung der Gneißschichten im Großen, also die nicht zu den Structureigenthümlichkeiten zu rechnende Faltung, sowie den Gebirgsbau der hauptsächlich aus Gneißen bestehenden Gebiete darzulegen, gehört zu den Aufgaben der allgemeinen Geologie, wenngleich hierbei die rein lithologischen Beziehungen besonders stark im Auge zu behalten sein werden. Besonders aber mag erwähnt werden, daß die bisweilen über weite Gebiete sich erstreckende verticale Stellung der Gneißschichten nichts mit dem Wesen des Gneißes Zusammenhängendes, wie man wohl angenommen hat, sondern ein Problem der Lehre vom Gebirgsbau ist.

7. Alter. § 29. Viele Gneiße gehören zu den ältesten auf der Erdoberfläche zu Tage tretenden Gesteinen; es hat den Anschein, als ob in der Reihenfolge der Gneißschichten die tieferen einen immer mehr gleichmäßigen Charakter über größere Gebiete hin annähmen und dabei noch eine große Neigung zu richtungslos körniger Structur verriethen. Diese ältesten Gneiße bilden das Fundament aller jüngeren Bildungen auf der Erdkruste und werden deshalb wohl auch als Fundamentalgneiße bezeichnet; es ist anzunehmen, daß sie über die ganze Erde gleichmäßig verbreitet sind; an manchen Stellen, wo sie oberflächlich nicht beobachtbar sind, haben eruptive Massen Spuren derselben zu Tage gefördert.

Außer den ältesten Gneißen giebt es aber auch noch jüngere, welche durch Glimmerschiefer, Thonschiefer u. s. w. von jenen getrennt sind. Gneiße finden sich bis in die obersten Stufen der archäischen

Ablagerungen, ja wahrscheinlich noch bis zwischen den Schichten der cambrischen Periode (Thüringen). In der Litteratur finden sich allerdings auch noch jüngere Gneiße angegeben, allein es ist doch oft zweifelhaft, ob die Lagerungsverhältnisse keine andere Deutung zulassen, so daß jene Behauptungen als der Wirklichkeit entsprechend anerkannt werden müssen.

§ 30. In den großen Systemen von Gneißschichten läßt sich im einzelnen Falle stets eine Reihenfolge der Gneißarten erkennen, so daß man schließlich im Stande ist, nach dem petrographischen Charakter eines Gesteines wenigstens annähernd und im Großen und Ganzen anzugeben, welchem Niveau es angehört. Allein eine derartige Altersbestimmung der Gneißarten gilt stets nur für ein ziemlich enges Gebiet; eine allgemeine Gliederung der Gneißformation ist bisher nicht möglich gewesen. An und für sich enthält also der lithologische Charakter eines Gneißes keine Altersbestimmung in sich, doch giebt es einige allgemein giltige Verhältnisse. So führen die ältesten Gneiße fast nur dunkelen Glimmer, die allein Muscovit führenden Gneiße pflegen einem höheren Niveau anzugehören. Sericit- und Phyllitgneiße sind ebenfalls stets verhältnißmäßig jüngeren Alters. Andere Altersbeziehungen werden uns wohl fortgesetzte Forschungen kennen lehren.

8. Zersetzung. § 31. Die Gneiße sind fast stets unregelmäßig zerklüftet durch Spalten, die entweder senkrecht oder schräge gegen die Parallelstructur gerichtet sind oder derselben auch mehr oder minder parallel laufen. Eine gesetzmäßige Absonderung, wie sie die anogenen Gesteine oft zeigen, kommt bei den Gneißen nicht vor; die Zertheilung der Gneiße muß stets als secundäre Zerklüftung angesehen werden, obwohl eine Deutung bisweilen besonders schwierig sein kann. So berichtet *Svenonius*, daß zu Merosjoki im nördlichen Norrbotten in Schweden der hornblendehaltige Gneiß in 2—4 Zoll dicke, horizontale Platten quer gegen die deutliche Schichtung zerklüftet ist. Ein Zusammenhang zwischen Zerklüftung und Gebirgsbau ist zu vermuthen, bisher jedoch noch nicht ausführlich verfolgt worden.

§ 32. Von solchen Klüften und von den Schichtungsfugen aus, wie von der Erdoberfläche her, erleidet der Gneiß ziemlich leicht eine tiefgreifende Zersetzung. Dieselbe bewirkt eine Aufblätterung und schließlich eine grusige Auflösung der Gneiße; die Endproducte der Zersetzung sind sandige Lehme; selten entstehen reine Kaolinerden, und zwar nur aus Kaliglimmergneißen, wie zu Znaim in Oesterreich. In tropischen Gegenden bildet sich durch gleichzeitige weitere Oxydation und Hydratisirung des Eisengehaltes ein rothbrauner, poröser Laterit von oft sehr bedeutender Mächtigkeit. Auch in unseren Breiten ist der Gneiß oft viele Meter tief in Grus aufgelöst, der noch ganz die ursprüngliche Structur des Gneißes erkennen läßt. Neben Erzgängen, die in den Gneißen sehr verbreitet sind, sind letztere meist ziemlich stark zersetzt; es ist noch eine Streitfrage, ob das Material der Erzgänge bei der Zersetzung der Gneiße aus diesen extrahirt wurde, oder ob die Entstehung der Erzgänge nur von der Zersetzung des Nebengesteines begleitet worden ist. Wahrscheinlich rührt der Name „Gneiß“

von dem zersetzten Nebengestein der edlen Erzgänge im sächsischen Erzgebirge her, das von den Bergleuten slavischen Stammes mit gnoischtsche (d. h. Mist) oder einer ähnlich lautenden Ableitung vom Verbum gnitī (verfaulen) bezeichnet wurde.

§ 33. Bei der Zersetzung gehen die Feldspäthe, Orthoklase sowie Plagioklase hauptsächlich in Kaliglimmer über; demselben ist meist auch kaolinartiges Thonerdehydrosilicat beigemischt, so daß local die zersetzten Feldspäthe sehr verschiedenen Habitus annehmen können. So geht nach *Sandberger* der Oligoklas im Gneiße des nördlichen Schwarzwaldes in Hygrophilit über; durch Eisenhydroxyde, die aus Einschlüssen von Eisenerzen entstanden oder von außen her eingedrungen sind, wird das Zersetzungsproduct bräunlich gefärbt. Die Abscheidung von Carbonspäthen beim Beginne der Zersetzung scheint nur selten vorzukommen. Während der primäre Kaliglimmer der Zersetzung ungemeinen Widerstand leistet, fällt der dunkele Glimmer derselben meist zu allererst anheim. Die eisenreichen Glimmer scheiden dabei Eisenhydroxyde, das ganze Gestein roth färbend, reichlich ab; der dunkelbraune Magnesiaglimmer aber wird in den meisten Fällen zunächst gebleicht; er verliert die braune Farbe, wird blaßgrünlich, fühlt sich fettig an und enthält mikroskopische Bündel von langen Nadeln unbestimmter Art, die bisweilen bei weiter fortschreitender Zersetzung wieder verschwinden. Bisweilen entsteht aus dem Glimmer Epidot in sehr kleinen Körnchen; aus dem manchmal mehre Procent Titansäure enthaltenden Biotit scheidet sich die Titansäure in einigen Fällen als Rutil, in anderen als Anatas ab (nach *Diller* und *Stelzner*). Der gebleichte Magnesiaglimmer ist wohl bisweilen fälschlich als Chlorit oder Talk bezeichnet worden. Dagegen gehen die Granaten sehr oft in wenigstens Chlorit ähnliche Massen über, Cordierit, Andalusit, Fibrolith geben ebenfalls Anlaß zur Entstehung von Kaliglimmer. In solchem secundären Kaliglimmer eines Gneißes von Freiberg in Sachsen fand *H. Schulze* merkwürdigerweise einen kleinen Gehalt an Zinnsäure. Die Zersetzung der Beimischungen von Eisenkies, Arsenkies u. s. w. giebt Anlaß zur Entstehung von Gyps, Bittersalz und anderen Sulfaten auf Klüften. Auf letzteren findet man auch Quarz und Kieselsäure in anderer Form z. B. als Hyalith ausgeschieden.

9. Arten der Gneiße. § 34. Es giebt eine sehr große Menge von Gneißarten, die alle von einander wohl unterscheidbar sind; doch sind die in der Litteratur vorkommenden Arten nicht immer auf lithologische Kennzeichen basirt, sondern haben nur eine locale Bedeutung. Dies gilt namentlich auch von denjenigen Arten, die nach dem rein äußerlichen Kennzeichen der allgemeinen Färbung benannt sind. So bedeutet rother Gneiß im sächsichen Erzgebirge etwas ganz Anderes als in Schweden oder im bayerischen Wald. Nach Localnamen benannte Arten wird man in der praktischen Geologie den manchmal sehr langathmigen Bezeichnungen vorziehen dürfen, welche aber in der Lithologie nicht zu vermeiden sind. Die Unterscheidung der Gneiße nach ihrer Structur ist schon im Vorstehenden gegeben worden; es folgt hier nur eine Aufzählung der Arten nach ihren mineralischen Bestandtheilen.

§ 35. Der Biotitgneiß führt neben Quarz und Feldspäthen allein dunkelen Magnesiaglimmer; Granat ist oft accessorisch in geringer Menge vorhanden. Die Feldspäthe sind sowohl Orthoklas als Oligoklas in wechselnden Mengen. Der Biotitgneiß, der „Freiberger normale graue Gneiß", kommt in allen oben angeführten Structurvarietäten vor; am häufigsten sind flaserige und körnig-streifige Gneiße. Von den echten Biotitgneißen sind diejenigen wohl zu unterscheiden, welche an Magnesia arme, dunkele Glimmer enthalten. Dazu gehört der im Schwarzwalde nachgewiesene Lepidomelangneiß. Die Feldspäthe aller dieser Gneiße sind bald weißlich, bald röthlich.

§ 36. Wenn schon die Biotitgneiße meist auch einzelne Schuppen von Kaliglimmer enthalten, so sind in den zweiglimmerigen Gneißen beide Glimmer ungefähr im Gleichgewicht vorhanden. Diese Gneiße scheinen noch weiter verbreitet zu sein als die reinen Biotitgneiße; im sächsischen Erzgebirge wurden sie früher als amphotere Gneiße bezeichnet; nach ihrer chemischen Zusammensetzung stehen sie in Bezug auf Acidität zwischen den normalen grauen und den rothen Gneißen. Die zweiglimmerigen Gneiße kommen ebenfalls in allen structurellen Abarten vor und stehen durch Uebergänge mit den meisten anderen Gneißarten in Verbindung.

§ 37. Zu den Kaliglimmer- (Muscovit-) Gneißen gehört vor Allem der sog. rothe Gneiß des sächsischen Erzgebirges, der seiner Lagerung nach zu der jüngeren Abtheilung der Gneißformation und mehr noch zur Glimmerschieferformation gehört; er hat meist eine plattige, seltener eine großflaserige Structur. Er ist der kieselsäurereichste Gneiß im sächsischen Erzgebirge; Quarz und Feldspath sind in ihm aufs Innigste verwachsen. In Kaliglimmergneißen Böhmens ist wohl auch der Quarz in dünnen Lamellen einer feldspäthigen Masse eingeschaltet; im Saazer Kreise enthält dieser Gneiß mehr oder minder knollige Ausscheidungen von Quarz von einigen Linien bis zu zwei Zoll Größe, die bisweilen von Glimmerlagen umhüllt werden. Ein Kaliglimmergneiß mit weißen Feldspäthen kommt in der Gegend von Strehlen in Schlesien vor.

§ 38. Als Chloritgneiß sind Gesteine zu bezeichnen, die aus Quarz, Feldspäthen und Chlorit bestehen, welch letzterer aber ein primärer Gemengtheil, nicht etwa aus Biotit entstanden ist. Diese Gneiße sind sehr selten und meist nur in kleinen Lagern vorhanden; der Chlorit pflegt nur spärlich vorhanden zu sein und eine großflaserige Structur zu bedingen. Von den Feldspäthen herrscht bald Orthoklas, bald Plagioklas vor. Am Ostabfall des Riesengebirges kommen Chloritgneiße vor, deren Feldspäthe von Salitmikrolithen in ungeheuerer Menge erfüllt sind; der Salit nimmt überdies selbständig am Gesteinsgewebe Theil; es finden sich dort auch sehr feinkörnige Varietäten.

§ 39. Talkgneiß wird in der Litteratur gar häufig erwähnt, doch ist bisher noch nie die Anwesenheit von primärem Talk in Gneißen nachgewiesen worden. Indeß dürften vielleicht in Verbindung mit Talkschiefern auch feldspathhaltige Gesteine vorkommen, die diesen Namen verdienen.

§ 40. In den Alpen sind weit verbreitet Gneiße von mittlerem Korn, bisweilen mit zuckerkörniger Structur, die als glimmerartiges Mineral eine lichtgrünliche, sich etwas fettig anfühlende Substanz in dünnen Häuten zwischen den anderen Gemengtheilen führen. Man hat sie als Protogingneiße bezeichnet; die Vermuthung, daß sie talkhaltig seien, hat sich nicht bestätigt. So fand *G. vom Rath* in dem lichtgrünlichen Minerale des Protogingneißes der Dent blanche im Wallis nur 0.5 Proc. Magnesia neben 6.5 Proc. Alkalien. Das glimmerartige Mineral dürfte in allen Protogingneißen entweder stark gebleichter Biotit oder ein zum Kaliglimmer gehöriger Sericit sein, der vielleicht zum Theil secundärer Entstehung ist. Auch in den Feldspäthen mancher Protogingneiße sind Salit- und Epidotmikrolithen in unendlicher Menge vorhanden.

§ 41. Sericitgneiße sind Gneiße zu nennen, deren heller Glimmer nicht in deutlichen Blättchen oder Schüppchen ausgebildet ist, sondern in fein faserigem, meist licht grünlichgelbem Filze, welcher wegen des seidenartigen Glanzes den Namen Sericit erhalten hat. Solche meist schieferigen oder flaserigen Gneiße gehören stets den obersten Niveaux der archäischen Schieferformation an; sie sind meist ziemlich feinkörnig und Quarz und Feldspath sind in ihnen sehr innig gemischt. Die Feldspäthe sind bisweilen fast ausschließlich Plagioklase. Bei Döbeln in Sachsen zeigt

der Sericitgneiß nach *Dathe* eine starke Veränderung durch seitlichen Druck bei der Gebirgsbildung; Quarze und Feldspäthe sind oft zerbrochen und durch Quarz und Sericit wieder verkittet; eine transversale Schieferung ist stark entwickelt und neben primärem Sericit findet sich auch reichlich aus den Plagioklasen entstandener secundärer. Aehnliche Verhältnisse bieten die Sericitgneiße im Taunus dar, deren geologisches Alter noch nicht zweifellos bestimmt ist; sie enthalten bisweilen Rhomboeder eines Carbonspathes accessorisch.

§ 42. Wenn sich schon der Sericitgneiß in gewissen Abarten gar sehr dem Phyllit nähert, so ist dies noch mehr der Fall bei dem Phyllitgneiß, der zwischen Schichten der Phyllite im Fichtelgebirge u. s. w. eingelagert vorkommt, auch selbst auf größere Strecken hin herrscht. Dieser Gneiß enthält statt des Sericites Phyllitflasern; der Feldspath, entschieden Orthoklas, ragt oft in Knöllchen oder Einzelkrystallen porphyrisch hervor; zerbrochene Feldspäthe kommen vor, z. B. im Phyllitgneiß vom Glasberg bei Waldsassen. In den östlichen Alpen kommen Phyllitgneiße noch in der carbonischen Formation vor.

§ 43. Im Graphitgneiß wird der Glimmer durch Graphit vertreten; der Graphit erscheint in dicken, bleigrauen, bisweilen deutlich sechsseitigen Blättchen, auf deren Oberfläche *v. Gümbel* eine Facettirung erkannte. Granat, Faserkiesel, Cordierit sind hin und wieder accessorisch in den Graphitgneißen beobachtet worden; diese Gneiße erscheinen aber überhaupt stets nur in kleineren Lagern oder Linsen, in manchen Gegenden, wie im Passauer Walde, in ganzen Schwärmen solcher Lager.

§ 44. Obwohl in den Gneißen in der Regel verschiedene Feldspäthe zusammen vorkommen, namentlich auch dem Orthoklas mehr oder weniger viel Plagioklas beigemischt ist, so giebt es doch auch einige Gneiße, die sich gerade durch ihren Feldspath vor anderen auszeichnen. Mikroklingneiß, dessen Feldspath fast ausschließlich Mikroklin ist, scheint sehr selten zu sein; es gehört dazu ein grobflaseriger Gneiß von Predatsch im Medelser Thale in Graubünden, der auch etwas Salitmikrolithen und ziemlich reichlich winzige opake graphitartige Körnchen enthält. Albit-Gneiß enthält fast ausschließlich Albit als feldspäthigen Gemengtheil; ein sehr hellfarbiges Gestein mit ölgrünem bis weißem Glimmer und ebenflächiger, dünnschichtiger Ausbildung findet sich im Münchberger Gneißgebiet im Fichtelgebirge. Ein ähnliches Gestein mit grünem Biotit und reichlichem Gehalt an Epidot und Titaneisen beschreibt *v. Foullon* aus Obersteiermark. In dem an mehren Punkten nachgewiesenen Oligoklasgneiß ist fast aller Feldspath Oligoklas; diese Gesteine enthalten meist Biotit und unterscheiden sich äußerlich und nach accessorischen Bestandtheilen sowie nach allen anderen Verhältnissen kaum von den Biotitgneißen mit Orthoklas und Plagioklas. Ueberhaupt aber bilden die nach den Feldspäthen bestimmten Gneiße nur Varietäten der durch die Glimmer oder die dieselben vertretenden Gemengtheile charakterisirten Arten.

§ 45. Mit Quarz und Feldspäthen zu Gneißen verbunden treten neben Glimmer oder dieselben ganz verdrängend eine ganze Reihe von Gemengtheilen auf, die besondere Abarten charakterisiren. Zwar gehen alle diese Gesteine bisweilen derart in einander über, daß eine bestimmte Masse mehre dieser charakteristischen Gemengtheile enthalten kann, aber es ist doch möglich, gewisse Typen zu unterscheiden; für die dazwischen liegenden Gesteine lassen sich meist längere, zusammengesetzte Benennungen nicht vermeiden, wenn nicht Localnamen zur Verfügung stehen.

§ 46. Hornblendegneiß enthält Hornblende mit oder ohne Beimischung von ein wenig Biotit; Biotitgneiße, in deren Gefüge auch etwas Hornblende eintritt, ändern dadurch ihren allgemeinen Habitus nur wenig. Anders verhält es sich, wenn neben der Hornblende gar kein oder wenigstens fast gar kein Biotit vorhanden ist. In solchen reinen Hornblendegneißen ist die Parallelstructur meist nur wenig deutlich ausgeprägt außer durch den gelegentlichen Wechsel zwischen an Hornblende armen und daran reichen Lagen; ja bisweilen sind die Gesteine ganz richtungslos körnig. Aber nur wenn Quarz und Feldspäthe noch in bedeutender Menge neben Hornblende vorhanden sind, kann man von Hornblendegneiß sprechen; sonst gehören solche Gesteine zu der großen Familie der Amphibolite. Haben doch auch in den Hornblendegneißen alle Gemengtheile ganz denselben Charakter wie in den Amphiboliten; die schwarze Hornblende ist im durchfallenden Lichte meist grün, nicht selten jedoch

auch unbestimmt grünlich braun bis rein braun mit starkem Pleochroismus. Ein sehr heller Pyroxen, Titanit, Magneteisen, Apatit in reichlicher Menge, Zirkon pflegen fast stets vorhanden zu sein.

Sehr selten scheint Glaukophangneiß zu sein, in welchem Glaukophan die gemeine Hornblende vertritt; er wird aus Portugal und Galicien beschrieben.

Nach dem Vorwalten von Orthoklas oder von Plagioklas unterscheidet man die Hornblendegneiße wohl auch in wenig empfehlenswerther Weise in Syenitgneiß und Dioritgneiß; aus den Alpen wird auch ein Tonalitgneiß (?) beschrieben.

§ 47. Augitgneiß, schon vor längerer Zeit von *Hitchcock* in den Green Mts. Vermont, U. S. A. nachgewiesen, ist neuerdings mehrfach in geringerer Verbreitung aufgefunden worden. Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen (auch mit sog. doppelten Einschlüssen), Orthoklas oder Mikroklin, ein dem Oligoklas nahe stehender Plagioklas mit vortrefflicher polysynthetischer Verzwillingung sind die farblosen Gemengtheile, mit denen sich Augit, Hornblende und Granat verbinden. Der Augit, hell bis dunkelgrün, ist im Schliff sehr licht bis ziemlich stark grün gefärbt; er erscheint fast stets in unregelmäßig rundlich begrenzten Körnern. Die meist auch vorhandene Hornblende ist stets viel dunkeler gefärbt als der Augit, grün bis braun im durchfallenden Lichte. *Törnebohm* giebt auch Bronzit an. Der selten fehlende Granat ist fast immer stark mit Quarz und Feldspath durchwachsen, ja bisweilen treten im Gesteinsgewebe längliche, nach einem idealen Centrum hinstrebende Granatstengelchen auf. Titanit, Magnetkies, Magneteisen sind mehr accessorische Gemengtheile. In einigen Augitgneißen des niederösterreichischen Waldviertels treten nach *Becke* an primärem Calcit reiche Abarten in der Nähe von Kalklagern auf; in anderen Gesteinen findet sich z. Th. in bedeutender Menge Skapolith, gleichsam als Vertreter des Plagioklases. Die Augitgneiße sind fast stets in ausgezeichnet frischem Zustande gefunden worden; sie besitzen meist ein mittel- bis feinkörniges Gefüge mit ungefähr gleicher Größe aller Gemengtheile. Manche Gesteine sind beinahe richtungslos körnig, andere weisen körnig-streifige Structur auf; in noch anderen ist Parallelstructur durch langgestreckte Aggregate einzelner Gemengtheile, namentlich von Quarz mit Augit ausgebildet. In Schweden finden sich, wie in Vermont, einige größere Ablagerungen; in Niederösterreich kommen in Verbindung mit Kalken und Amphiboliten sehr viel kleine Lager vor. Einlagerungen von Augitgneiß im Glimmergneiß erweisen sich daselbst von einer, wenn auch dünnen, Amphibolitzone umgeben, „größere Linsen zeigen häufig eine concentrische Anordnung, indem die inneren Theile reich an Calcit sind, die äußeren reich an Skapolith und die äußersten endlich reich an Feldspath“ *(Becke)*.

§ 48. Epidotgneiß tritt, in vielen structurellen Abarten, weit verbreitet im mittleren und westlichen Wermland in Schweden auf; es sind biotit- und meist auch hornblendehaltige graue Gneiße, in denen primärer Epidot in schon makroskopisch wahrnehmbaren gelbgrünen Körnern ziemlich constant und in oft nicht unbedeutender Menge vorhanden ist; Orthit und Skapolith sind unter den accessorischen Gemengtheilen besonders zu erwähnen. In Deutschland findet sich in dünnen Schichten zwischen epidothaltigen Amphiboliten ein reiner, schiefriger Epidotgneiß (ohne Hornblende) zu Oberkotzau, südlich von Hof. Die nach der Orthodiagonale ausgedehnten, abgerundeten Säulchen des Epidots enthalten außer Quarz und seltenen Magnetiten keine anderen Mineraleinschlüsse und nehmen, mit Biotit und etwas Muscovit vergesellschaftet, an der Erzeugung der schiefrigen Structur Theil.

§ 49. Turmalin pflegt im Allgemeinen nicht ein besonders häufiger Gemengtheil der Gneiße zu sein; *v. Gümbel* erwähnt einen in untergeordneten Einlagerungen im Biotitgneiß vorkommenden Turmalingneiß von Waldthurn in der Oberpfalz; er enthält neben weißem Glimmer lange, nadelförmige Säulchen von Turmalin, welche zuweilen zerbrochen und durch das gewöhnliche Gneißgemenge wieder verkittet sind.

§ 50. Als Granatgneiß sind Gneiße zu bezeichnen, die blaßrothen Granat (Almandin) in bedeutender Menge, meist neben dunkelem Glimmer, enthalten; ihre Verbreitung pflegt nur eine beschränkte zu sein; sie stellen sich oft nur local neben anderen Gneißen, namentlich neben Cordieritgneißen, ein. Die Granaten pflegen reich an Mineraleinschlüssen zu sein, die namentlich im Centrum reichlich angehäuft erscheinen; Sillimanit (Faserkiesel) und Graphit sind häufig accessorisch.

§ 51. An die Granatgneiße schließt sich andrerseits ein Gestein an, welches

trotz des oft ganz fehlenden Quarzes zu den Gneißen gerechnet werden muß. Ein im Kinzigthale im Schwarzwalde in wenig mächtiger Einlagerung vorkommendes mittelkörniges Gestein aus Granat, dunkelem Glimmer und Plagioklas mit accessorischem Graphit erhielt den Namen Kinzigit. In großer Verbreitung und in einer Menge von structurellen Abarten ist dann Kinzigit im Sila-Walde in Calabrien von *Lovisato* nachgewiesen worden; es herrscht bald der Glimmer, bald der Plagioklas, bald der Granat vor; der letztere ist um so besser krystallisirt in Ikositetraedern, in je kleineren Körnern er vorkommt; es finden sich grobkörnige bis feinkörnige Abarten; Graphit und Pinit (aus Cordierit entstanden?) sind bisweilen accessorisch.

§ 52. Cordieritgneiß ist eine fast in allen größeren Gneißgebieten vorkommende, sehr charakteristische Art. Nahezu farbloser bis blauer Cordierit ist in unregelmäßigen Körnern im Gesteine meist sehr ungleichförmig vertheilt; es finden sich Partien, die des Cordierites ganz entbehren; andere, die daran sehr reich sind und einen wahren Cordieritfels darstellen. Der Cordierit ist meist sehr innig mit Glimmer und anderen Gemengtheilen verwachsen, seltener tritt er in rundlichen Körnern porphyrisch hervor, und noch seltener sind wohlbegrenzte Krystalle; er fällt der Verwitterung sehr leicht anheim, wobei er entweder unmittelbar in Kaliglimmer übergeht oder in eines jener meist grünlich grauen, unbestimmten pinitartigen Mineralaggregate, welche gleichwohl mit besonderen Namen belegt wurden, wie Esmarkit, Chlorophyllit, Praseolith u. s. w., deren mikroskopische Structur und Entstehung *Wichmann* geschildert hat. Der Cordierit ist stets mit Fibrolith vergesellschaftet, dessen ihm auch meist eingelagerte Nadeln zu seiner Erkennung und Unterscheidung von Quarz viel beitragen. Der Cordieritgneiß enthält stets dunkelen Glimmer, daneben sehr oft Granat, bisweilen auch Graphit und hellen Glimmer; er hat meist bei ziemlich grobem Korn eine grobflaserige Structur und bildet gern schroff aufragende Felsen. Die Kieslager von Bodenmais im bayerischen Walde sind locale Anreicherungen der verschiedenen Kiese im Cordieritgneiß.

§ 53. Der Fibrolithgneiß ist ausgezeichnet durch reichlichen Gehalt an Faserkiesel, der mit Quarz durchwachsenen, fein faserigen Varietät des Sillimanites, von dem größere Individuen bisher in Gneißen nur selten beobachtet worden sind. Der Fibrolith erscheint in sehr mannigfacher Weise in diesen Gesteinen. Am seltensten findet er sich in einzelnen isolirten Individuen, aber in großer Anzahl gleichmäßig durch das Gestein hin verbreitet; mit bloßem Auge ist er in diesem Falle meist nicht wahrnehmbar. In anderen Gesteinen erscheint der Fibrolith in Büscheln, die meist schon mit bloßem Auge wahrnehmbar sind; die Fibrolithfasern sind hier mit Quarz durchwachsen oder mit Biotit, so daß letzterer nur dunkele Flecke mit verschwommenen Grenzen bildet; oder sie erscheinen ganz rein. Im letzteren Falle beobachtete *Becke* völlig parallele Anordnung der Sillimanitnadeln, so daß im convergenten Lichte die Axenbilder in den Büscheln gesehen werden konnten. Ferner tritt der Fibrolith in kleinen Knöllchen und Linsen auf, die meist von einer glimmerreichen Zone umgeben sind und selbst einen concentrischen Bau aufweisen, indem die äußere Schicht derselben fast reiner Quarz ist. *Schumacher* fand in der Gegend von Strehlen in Schlesien im Gneiß zwei cm lange und wenige mm dicke Linsen, welche aus einer Hülle von Talk, einer inneren Zone von Fibrolith mit wenig Quarz und einem Kern von Quarz mit wenig Fibrolith bestanden. *Wiik* fand in Finnland ein weißes Feldspathquarzgemenge die Knöllchen umgebend, welche bisweilen auch einen solchen Kern enthalten. Endlich tritt der Fibrolith, mit Quarz und Biotit untermischt, in faust- bis kopfgroßen Knollen und in großen Platten auf, die sich stets der Schichtung des Gneißes concordant einfügen. Die Fibrolithgneiße besitzen stets ausgezeichnete Parallelstructur; sie sind in letzterer Zeit sehr weit verbreitet gefunden worden, in der Oberpfalz, im Eulengebirge, in Niederösterreich.

§ 54. In seltsamem Contraste zur Häufigkeit des Fibrolithes steht das seltene Vorkommen von Gneißen, welche, die andere rhombische Modification des reinen Thonerde-Silicates in Menge führend, als Andalusitgneiße zu bezeichnen sind; in der Sierra blanca in der Provinz Ronda in Spanien finden sich andalusitreiche Gneiße; in centimeterdicken röthlichen Krystallen erscheint der Andalusit in Finnland reichlich eingesprengt in einem glimmerreichen Biotitgneiß.

§ 55. Quarzitgneiß werden einige sehr quarzreiche Gneiße bald mit hellem, bald mit dunkelem Glimmer genannt; der Quarz findet sich dann meist nicht nur

in innigem Gemenge mit Feldspath, sondern auch noch in dünnen Lagen. Die Structur wird meist Anlaß geben, solche Gesteine noch als Gneiße aufzufassen, die sonst einem quarzreichen Gneißglimmerschiefer entsprechen würden.

§ 56. Magnetitgneiß ist in Schweden weit verbreitet; das Magneteisen tritt entweder in einzelnen Krystallen und Körnern von 0.5—1.5 mm Durchmesser regelmäßig eingesprengt auf, oder in kleinen Linsen und Knöllchen, oder auch in fußlangen Streifen auf den Schichtungsflächen. Der Magnetit wird bisweilen durch Eisenglanz vertreten; in Schweden bezeichnet man diese Gesteine deshalb als Eisengneiß. Die Magnetitgneiße sind meist roth, seltener grau, indem außer röthlichem Orthoklas (oder Mikroklin) auch der Quarz durch secundäre Eisenhydroxyde roth gefärbt erscheint. Neben schwarzem Glimmer erscheint bisweilen auch weißer. Kleinkörniges, gleichmäßiges Gemenge ist das gewöhnliche; die Parallelstructur ist öfters sehr wenig ausgeprägt; es finden sich auch grobkörnige und andrerseits dichte Abarten, welche letzteren einer Magnetit führenden Hälleflinta nahe stehen. Es giebt übrigens auch Gneiße, welche reich sind an gleichmäßig vertheiltem Eisenkies, Magnetkies u. s. w.

§ 57. Am Nullaberg in Wermland (Schweden) fand *Igelström* einen kalkspathhaltigen, bituminösen Gneiß von schwarzer Farbe mit 9—12 Proc. Bitumen, bisweilen mit Knöllchen von Anthracit. Außer Gneiß kommt daselbst auch bituminöser Glimmerschiefer mit silberweißem Glimmer vor. Die bituminösen Schichten liegen mehr als 20 Klafter mächtig zwischen röthlichem Granitgneiß und Hyperit.

§ 58. Gneiße, welche Carbonspäthe als primäre Gemengtheile enthalten, sind ungemein selten; es wurde oben der calcithaltige Augitgneiß erwähnt; am Pfrenschweiher bei Eslarn in der Oberpfalz enthält der Gneiß in der Nähe von Spatheisensteinlagern dieses Mineral regelmäßig vertheilt eingesprengt; im Kirchpiel Tunaberg in Schweden kommt ein Gneiß mit sandsteinartigem Habitus vor, der Kalk- und Dolomitspath enthält. Der wahrscheinlich dem Cambrium angehörige Gneiß von Hirschberg in Thüringen enthält schichtenweise ebenfalls Carbonspäthe; er ist überdies ausgezeichnet durch die putzenweise Vertheilung des sehr dunkelen Glimmers (Lepidomelan?) und den stellenweisen Reichthum an Magnetit.

§ 59. Als polymikten Gneiß kann man ein Gestein bezeichnen, welches im niederösterreichischen Waldviertel am Seyberer Berge unfern Weißenkirchen an der Donau und an anderen Punkten von *F. Becke* aufgefunden wurde. Das Gestein baut sich aus linsenförmigen Körpern von sehr verschiedener Zusammensetzung und verschiedener Korngröße auf; außer den herrschenden, bald glimmerarmen, bald glimmerreichen Massen kommen auch Augitgneiße, Granatamphibolite, sog. Dioritschiefer, grobkörnige Nester von Feldspath mit Turmalin und Massen aus blaugrauem Plagioklas mit einzelnen Krystallen von Titanit bestehend, vor. Charakteristisch ist eben für den polymikten Gneiß die „Verquickung mannigfaltiger Mineralgemenge zu einem einzigen, auf größere Strecken hin in dem Wechsel constant bleibenden Ganzen“.

10. Genetisches. § 60. Die Entstehung der Gneiße kann nicht erkannt werden, ohne Rücksicht zu nehmen auf die Natur der in ihnen concordant eingelagert vorkommenden anderen Gesteine vornehmlich archäischen Alters; aber die Entstehung aller dieser Gesteine ist bisher noch in so tiefes Dunkel gehüllt, daß fast alle denkbaren Bildungsarten für sie in Anspruch genommen worden sind. Es fehlt zur Entscheidung dieser Frage noch gar sehr an genauen Untersuchungen im Felde und im Laboratorium, die sich jedoch in der letzten Zeit in erfreulicher Weise mehren. Es sind ungefähr folgende Hypothesen über die Entstehung der archäischen Gesteine aufgestellt worden:

a) Gneiße u. s. w. sind die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde. Da wir über derartige Vorgänge nur mit Hilfe des Teleskopes, besonders an der Sonne, Beobachtungen anstellen können, die noch mancherlei Deutung zulassen, so ist es schwer, über solche terrestrischen

Vorgänge etwas Positives anzugeben. Diese Theorie war übrigens früher mehr beliebt als jetzt, wo sie wohl nur noch spärliche Anhänger hat.

b) Die archäischen Gesteine sind Eruptivgesteine und dazu gehörige Tuffe: diese Hypothese giebt vor Allem Auskunft über den Ursprung des Materials der archäischen Massen.

c) Andere Theorien sehen in den Gneißen etc. umgewandelte Eruptivgesteine; die Umwandlung kann auf mannigfache Weise entstanden sein, vornehmlich aber durch den Einfluß mechanischer Kräfte, in deren Gefolge sich chemische entwickelten, bei der Faltung der Erdkruste zu Gebirgen.

d) Die archäischen Gesteine sind chemische Niederschläge aus den Urmeeren, gebildet unter Mitwirkung überhitzten Wassers und hohen Atmosphärendruckes. Das Material wurde von der Erstarrungskruste, von Eruptivgesteinen u. s. w. geliefert.

e) Die archäischen Gesteine sind ursprünglich klastische, im Wasser abgelagerte Sedimente, die im Laufe der Zeit unter dem Drucke überlagernder Massen und unter Mitwirkung der Erdwärme langsam in krystallinische Gesteine umgewandelt, metamorphosirt wurden.

f) Die archäischen Gesteine sind ursprünglich meist klastische Sedimente, die während oder kurz nach ihrer Ablagerung den krystallinischen Zustand annahmen, welchen sie noch jetzt aufweisen.

§ 61. Das Räthsel der archäischen Gesteine wird nur gelöst werden können durch Vergleichung aller bei der Entstehung sowohl anogener wie postarchäischer katogener Gesteine beobachtbaren Erscheinungen mit denen der archäischen Gesteine selbst. An den Gneißen kann man etwa folgende Gruppen von Phänomenen beobachten.

Die Gneiße sind stets holokrystalline Gesteine; nie ist in ihnen auch nur eine Spur amorpher Masse gefunden worden etwa mit einziger Ausnahme kohliger oder bituminöser Substanz. In den Gneißen sind alle Bestandtheile im Großen und Ganzen gleichzeitig gebildet worden. Zwar kann man geringe zeitliche Unterschiede bei der Entstehung der einzelnen Krystallkörner vermuthen, z. B. bei der porphyrischen Structur, bei der Mörtelstructur, bei Gemengtheilen, die in andere eingeschlossen sind etc.; aber die Bildungsacte aller Gemengtheile folgen doch gewiß continuirlich auf einander. Hierfür spricht auch die fast stets beobachtbare gegenseitige Formbeeinflußung aller mineralischen Gemengtheile. Der Zusammenhang zwischen mineralischer und chemischer Zusammensetzung spricht für eine zu einer Zeit völlig freie Beweglichkeit der Molekeln. Die Gruppirung der Molekeln zu Mineralien weist auf die Möglichkeit der Bildung concretionärer Partien innerhalb der Masse hin. Als solche Concretionen sind z. B. gewiß die Fibrolithknöllchen zu betrachten. Auch an großen Massen, welche concentrisch schalige Structur aufweisen, wie sie bei den Augitgneißen erwähnt wurde, lassen sich wohl concretionäre Phänomene erkennen. Die locale Discordanz in der Parallelstructur, die structurellen Faltungen, die Bruchstücke, die ausgefüllten Spalten weisen darauf hin, daß innerhalb der Gneißmassen bei ihrer Bildung Bewegungen stattfanden, wenn vielleicht auch nur von geringer Größe. Die Schichtung der Gneiße läßt mit großer Sicherheit annehmen, daß sie nicht alle auf einmal, sondern successive gebildet

wurden; eine discordante Ueberlagerung ganzer Schichtensysteme durch andere ist jedoch mit Sicherheit noch nirgends beobachtet worden. Die äußere Aehnlichkeit mancher Gneiße mit Graniten läßt bisweilen auch eine innere Verwandtschaft vermuthen; doch ist nicht zu vergessen, daß es eine ganze Anzahl von Gneißen giebt, die keine Analoga von gleicher Zusammensetzung unter den echt anogenen Graniten besitzen.

II. Familie der Granulite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1. Bis zu einem gewissen Grade sind Granulite nur eine andere Ausbildungsart der auch in Gneißen vorliegenden, chemischen Gemenge, wie dies besonders von *Th. Scheerer* betont wurde. Auch ist die Mannigfaltigkeit der Granulite eine ähnlich große wie die der Gneiße. Zu beachten ist, daß der Titangehalt der Granulite von den älteren Analysen übersehen worden ist.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	78.96	9.37	0.19	1.51	0.96	1.42	2.07	4.27	1.64	
2.	77.75	12.93	0.88	0.48	0.25	1.41	4.36	0.95	0.91	
3.	76.85	9.75	2.90	Spur	Spur	0.70	1.72	6.14	1.15	
4.	75.81	12.33	—	3.78	0.09	2.74	3.98	0.97	0.65	Glv.
5.	73.37	14.09	3.31	—	0.76	1.54	2.49	4.25	0.27	
6.	72.97	12.69	4.55		0.63	2.33	3.16	3.46	0.13	
7.	67.65	17.15	0.38	3.88	1.51	3.80	1.51	3.99	1.82	
8.	52.23	11.83	7.80	6.75	7.41	11.43	2.34	0.21	—	
9.	45.52	17.74	12.65		9.49	10.40	2.52	0.07	—	

1. Heller Eurit von Sjömö bei Oerebro in Schweden, mit MnO 0.42. **2.** Oligoklasgranulit von Kurckas auf der Insel Ahl im Kirchspiel Pargas in Finnland. **3.** Granatfreier Turmalingranulit von Zwiesel im bayerischen Walde, mit TiO_2 0.65 und Spuren von Fl, B_2O_3 und Eisenkies. **4.** Oligoklasreicher Hornblendegranulit vom Gulfjeld bei Bergen in Norwegen. **5.** Granatgranulit (mit etwas Biotit) von Steina bei Hartha in Sachsen. **6.** Orthoklas-Pyroxengranulit von der Gasfabrik bei Penig in Sachsen. **7.** Grauer Eurit von Hâsselby bei Oerebro in Schweden, mit MnO 0.17. **8.** Orthoklasfreier Pyroxengranulit von Schweizerthal bei Burgstädt in Sachsen. **9.** Orthoklasfreier Pyroxengranulit von Böhrigen in Sachsen, mit MnO 0.59.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Der Quarz weist in den Granuliten nur sehr selten unregelmäßige Polarisationserscheinungen auf; meist ist seine Substanz wasserklar und homogen, bis auf zahlreiche Einschlüsse anderer Gemengtheile. Sehr feine, nur unter dem Mikroskope sichtbare Nadeln unbekannter Natur kommen bisweilen im Quarz und dann gleichzeitig auch in den Feldspäthen vor. Makroskopisch ist er oft nur mit Mühe von den Feldspäthen zu unterscheiden. Sehr kleine Flüssigkeitseinschlüsse sind oft in großer Anzahl vorhanden, oft aber auch spärlich, bisweilen auffällig spärlich. Flüssige Kohlensäure wurde vereinzelt als Einschluß beobachtet.

§ 3. Von den Feldspäthen ist der makroskopisch bald weiße, bald röthliche Kalifeldspath bald entschiedener Orthoklas, bald echter Mikroklin. Diese Feldspäthe, namentlich die Orthoklase, zeichnen sich sehr oft durch eine sog. faserige Structur aus; wo diese Structur etwas gröber ist, erkennt man deutlich, daß einer homogenen Feldspathmasse spindel- bis schlauchförmige Körper in paralleler Stellung eingewachsen sind, die sich in besonders günstigen Fällen als polysynthetisch verzwillingte Plagioklase der Oligoklas-Albit-Reihe erwiesen haben. Man nennt deshalb diese Feldspäthe Mikroperthite; wie erwähnt, kommen sie bisweilen auch in Gneißen vor. Die Mikrokline sind bisweilen in ganz typischer Weise polysynthetisch verzwillingt; in anderen Fällen sind die Zwillingslamellen nicht mehr unterscheidbar oder nicht vorhanden; die ganze Substanz erscheint dann homogen. Ueberdies zeigen manche Kalifeldspäthe durch sog. undulöse Auslöschung einen innigen Uebergang zwischen Orthoklas und Mikroklin an.

§ 4. Den Plagioklas wird man im Handstück nur selten an seiner polysynthetischen Verzwillingung erkennen können; die Lamellen durchsetzen fast stets die Körner in ihrer ganzen Ausdehnung; seltener sind Lamellen nach zwei Gesetzen zugleich eingeschaltet, namentlich in den basischeren Gesteinen, wohl eben auch auf kalkreichere Plagioklase hinweisend. Ein Plagioklas fehlt nur wenigen Granuliten gänzlich, wenigstens ist er im Mikroperthit enthalten.

§ 5. Von den beiden Glimmerarten ist der dunkele Glimmer entschieden häufiger in Granuliten als der helle, ja ersterer tritt in manchen Gebieten als primärer Gemengtheil ausschließlich auf. Die dunkelbraunen bis schwarzen Schüppchen haben im durchfallenden Lichte bald helle, bald dunkelbraune Farben, und es läßt sich vermuthen, daß letztere manchmal wohl auf eisenreiche und magnesiaarme Glimmer hinweisen. Gegen den Granat tritt der dunkele Glimmer stets zurück; die chemischen Bestandtheile reichen eben bald besser für Biotit, bald besser für Granat aus; eine secundäre Umwandlung von Granat in Biotit findet nirgends statt.

§ 6. Für Granulite ist im Allgemeinen rother Granat ein recht charakteristischer Gemengtheil; er erscheint fast stets in unregelmäßig ausgebildeten Körnern, nur sehr selten in Rhombendodekaedern. Er erreicht meist nur eine geringe Größe, etwa bis zu der eines Hirsekornes, kommt aber in einigen Abarten der Granulite auch bis in kirschgroßen Körnern vor; doch ist zu beachten, daß diese größeren Körner oft nicht Individuen sind, sondern Aggregate. Der Granat, mit hell rosenrother Farbe durchsichtig, enthält fast stets andere Gemengtheile eingeschlossen, namentlich auch Rutil. Winzige Körperchen im Granat in Form von Rhombendodekaedern sind wahrscheinlich stets Quarzkörnchen, welche die Form ihres Wirthes angenommen haben.

§ 7. Turmalin erscheint in vielen Granuliten nur in vereinzelten, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Säulchen mit anscheinend hemimorpher Ausbildung; in einigen anderen vertritt er den Granat, und hier kommt er in großen Krystallen oder Körnern von schwarzer Farbe vor. Im

Dünnschliff zeigt er dann bisweilen zonalen Aufbau durch verschiedene Färbung; er schließt Quarzkörnchen und Apatite ein und enthält wohl auch Flüssigkeitseinschlüsse.

§ 8. Eine Gruppe von Granuliten ist durch Pyroxen als wesentlichen Gemengtheil ausgezeichnet. Er erscheint nie in Krystallform, sondern stets in unregelmäßig begrenzten Blättern und länglichen oder runden Körnern; verzwillingt scheint er nur sehr selten zu sein. Er ist oliven- bis schwärzlich grün, im durchfallenden Lichte im Dünnschliff zeigt er sehr lichte bis etwas dunkeler bräunlich grüne Farbentöne mit bisweilen sehr starkem Pleochroismus in röthlichen bis grünlichen Farben; manchmal erscheinen die Pyroxenkörnchen in gewissen Schnitten im polarisirten Lichte mit genau derselben röthlichen Farbe wie die Granaten. Neben der prismatischen Spaltbarkeit zeigt sich oft sehr entschieden Spaltbarkeit nach den verticalen Pinakoiden. Dieser Umstand sowie eine oft vorhandene feine Streifung parallel der Hauptaxe und die bisweilen beobachtete Einlagerung von dunkelen, unbestimmbaren Blättchen nähert manche Pyroxene etwas dem Diallag. *Merian* wies durch optische und chemische Untersuchungen nach, daß ein Theil der Pyroxene Hypersthen ist. Sonst zeichnet sich der Pyroxen gerade dadurch aus, daß er der Einschlüsse von anderen Gemengtheilen gänzlich entbehrt.

§ 9. Von Hornblende kommen in Granuliten zwei durch ihre Farbe im durchfallenden Lichte verschiedene Arten vor; die eine Hornblende ist dann grün; sie erscheint in sonst sehr hellen Granuliten neben oder ohne Granat; die andere Hornblende ist im durchfallenden Lichte bräunlich grün mit nicht sehr starkem Pleochroismus; sie erscheint in den Pyroxen führenden Granuliten in Körnern ohne Einschlüsse, ist aber makroskopisch nicht von den Pyroxenen unterscheidbar.

§ 10. In weiter Verbreitung finden sich die reinen Aluminiumsilicate, Cyanit und Sillimanit. Der Cyanit in schön blauen, kurzen und flachen Säulen ohne terminale Flächen ist ein sehr häufiger Begleiter des Granates; er ist frei von Einschlüssen, höchstens kommen sehr spärlich Quarzkörnchen in ihm vor. Ebenso verbreitet ist der Sillimanit; als Fibrolith bildet er kleine Knoten, oft mit einem Kern von einer einzigen, an beiden Enden zinnenartig begrenzten Säule von Sillimanit, die sich an ihren Rändern in Fibrolith auflöst. Bisweilen bedeckt Fibrolith in filzartig verworrenen, faserigen Aggregaten die Schichtungsflächen der Granulite; in anderen Fällen kommt Sillimanit in bis millimeterdicken Säulchen in der Schichtungsebene radialstrahlig gruppirt und dann stets durch secundäre Eisenhydroxyde roth gefärbt vor. Sillimanit und Cyanit kommen auch zusammen vor.

§ 11. In geringerer Menge finden sich in Granuliten noch folgende Mineralien, die meist erst unter dem Mikroskope erkennbar und bestimmbar sind. Apatit in rundlichen, farblosen Körnern ist nur mikroskopisch wahrnehmbar; er enthält auch Flüssigkeitseinschlüsse und liebt die Nachbarschaft von Biotit, Granat, Turmalin, Pyroxen. Rutil in gelben bis dunkel rothbraunen Säulchen ist ungemein verbreitet; er wurde früher mit Zirkon verwechselt, der viel seltener in farblosen, dicken Säulchen

zu beobachten ist. Graphit in sehr kleinen Schüppchen ist häufig in Granuliten Lapplands und in den sog. Leptiniten der Vogesen gefunden worden. Schwarze Körnchen oder abgerundete Oktaeder von Hercynit, resp. Pleonast, bilden in sächsischen Granuliten nicht selten Aggregate von 1 bis 5 mm Durchmesser; sie sind stets eingelagert in oder durchmischt mit Granat, Sillimanit, Quarz oder Feldspath. Dagegen zeigt sich ein entschiedener Antagonismus zwischen Hercynit einerseits, und Pyroxen und dunkelem Glimmer andererseits; auch mit Cyanit kommt er nie zusammen vor. Im durchfallenden Lichte sind die Körnchen dunkel bis licht graulich-grün und erweisen sich als einschlußfrei. Von Erzen erscheinen häufig Magneteisen, Eisenglanz (dieser bisweilen in unzähligen mikroskopischen Täfelchen und Nädelchen), Titaneisen, Eisenkies und Magnetkies. Letzterer ist oft makroskopisch wahrnehmbar.

3. Makrostructur. § 12. Die Granulite sind in der Regel feinkörnige bis sehr feinkörnige Gesteine; nur selten wird das Korn gröber; wegen der geologischen Zusammengehörigkeit bei gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung müssen dann auch recht grobkörnige Gesteine als Granulite aufgefaßt werden. Besonders charakteristisch ist aber für die Granulite dabei die Gleichmäßigkeit der Korngröße aller Gemengtheile. Hiervon giebt es nur zwei Ausnahmen. Einzelne faserige Kalifeldspäthe sieht man im Dünnschliff nicht selten eine bedeutendere Größe erreichen als die übrige Quarzfeldspathmasse; dabei haben jene ganz unregelmäßige Form und treten im Handstück kaum hervor. Augengranulite nennt man solche Gesteine, in denen 3—10 mm große Feldspäthe oder Granaten oder grobkörnige Aggregate von Quarz und Feldspäthen porphyrisch in einer viel feinkörnigeren Masse stecken, die sich um jene, wie die Lider um den Augapfel, herumschmiegen.

§ 13. Granulite weisen oft die allerausgezeichnetste Parallelstructur auf, indem Varietäten in endlosem Wechsel in völlig parallelflächigen, dünnen Schichten übereinander liegen, indem die Glimmerblättchen, obwohl sehr selten Flasern bildend, streng parallel angeordnet sind, dabei lagenweise häufiger oder spärlicher, indem ferner auch die Granaten lagenweise häufiger sind und die Quarze dünne Lamellen von Papierstärke bilden; ja bisweilen sind alle Gemengtheile lagenweise vorhanden. Etwas gröber körnige Granulite pflegen eine körnig-streifige Structur auf dem Querbruche aufzuweisen. Manche zu den Granuliten zu rechnende Gesteine weisen dagegen fast gar keine Parallelstructur auf, außer etwa durch die Wechsellagerung verschiedener Varietäten. Solche fast gänzlich richtungslos körnige Structur findet sich entweder bei gewissen Arten der Granulite oder in bestimmten Verbreitungsgebieten derselben. Die Parallelstructur verbindet sich im sächsichen Granulitgebiet bisweilen mit einer starken structurellen, bis ins Kleinste gehenden Faltung, die aber auf die allgemeinen architektonischen Beziehungen der Granulithorizonte nur von untergeordneter Bedeutung ist. *Joh. Lehmann* veröffentlichte schöne photographische Abbildungen der Structurverhältnisse der Granulite.

4. Mikrostructur. § 14. Auch unter dem Mikroskope offenbaren die Granulite höchst eigenthümliche Structurverhältnisse. Zunächst seien

die Flüssigkeitseinschlüsse erwähnt. Im Querschliffe von durch strenge Parallelstructur mit Quarzlamellen ausgezeichneten Vorkommnissen sieht man die Quarzindividuen lange Streifen bildend ohne bestimmte Orientirung der Hauptaxe zur Parallelstructur: die Flüssigkeitseinschlüsse sind dabei in Flächen angeordnet, welche senkrecht gegen die Parallelstructur stehen und, unterbrochen durch feldspath- oder glimmerreiche Lagen, sich durch die ganze Breite der Präparate verfolgen lassen. So nimmt man auch an den Umbiegungsstellen der Falten wahr, daß die Flüssigkeitseinschlußflächen eine radiale, sich nach der äußeren Seite der Falte öffnende Stellung haben.

§ 15. Die Gemengtheile der Granulite bilden nicht selten unter sich Aggregate, die mit Aggregaten anderer Gemengtheile wechseln. Besonders auffällig ist centrische Structur, die sich in vielfacher Weise in den Granuliten einstellt. *a.* Die Granaten enthalten bisweilen eine große Menge von Quarzen und Feldspäthen und auch noch von anderen Gemengtheilen eingeschlossen, so daß die Granatsubstanz nur eine schmale Zone um jene bildet. *b.* Hornblendestengel ohne Krystallform sind, mit mehr oder weniger Magnetit vermischt, radialstrahlig um Granate gruppirt, oder bilden eine radialstrahlige Masse im Centrum des Granatkornes; Quarz und Feldspath stecken mehr oder weniger reichlich zwischen den Hornblenden, sind erstere sehr spärlich vorhanden, so sieht diese Gruppirung beinahe so aus, als wenn eine Umwandlung des Granates in Hornblende vorläge. Daß dies nicht der Fall ist, wird aufs Strengste durch solche Vorkommnisse bewiesen, wo diese Hornblendestengel, mit Quarz und völlig frischem, glasartig homogenem Feldspath reichlich durchwachsen, centrische Gruppirung aufweisen, ohne daß im Gestein auch nur eine Spur von Granat vorhanden ist. *c.* In anderen Fällen bildet Quarz und Plagioklas eine farblose Zone um Granatkörner. *d.* Magnetkies umgiebt die Granaten im Granulit des Eulengebirges. *e.* Hornblende, Turmalin, Sillimanit erscheinen in radial struirten rundlichen, platten Massen. *f.* Die hercynithaltigen Aggregate sind fast stets von einem lichten Hof umgeben, in welchem Mikroperthite gänzlich fehlen, Plagioklase stets vorhanden sind und die beigemischten Quarze wenig und nur sehr kleine Flüssigkeitseinschlüsse enthalten. *g.* Quarz greift in Stengeln randlich in die Kalifeldspäthe ein. *h.* Oligoklas ist mit Quarz sehr oft schriftgranitisch verwachsen, oft in radialstrahliger Anordnung.

§ 16. Von anderen Verwachsungen ist noch zu erwähnen, daß Pyroxen von Hornblende und Hornblende von Pyroxen umwachsen vorkommt. Mikroperthite sind bisweilen grob mit Plagioklaspartien durchwachsen. In den Feldspäthen als Einschlüsse vorkommende Quarze haben bisweilen eine annähernd scharfe Pyramidenform. Sind Quarze mit Orthoklasen schriftgranitisch verwachsen, was sehr viel seltener geschieht als mit Plagioklasen, so bilden die Quarze bisweilen scharf geknickte Stengelchen.

5. Accessorische Bestandmassen. § 17. Accessorische Bestandmassen, wie sie bei den Gneißen erwähnt wurden, sind bei den Granu-

liten viel seltener, namentlich was regelmäßig zwischen die Schichten eingelagerte Massen anbetrifft; besonders scheinen Quarzlinsen fast gänzlich zu fehlen. Dagegen ist das Granulitgebiet in Sachsen überaus reich an Gängen, die in irgend einer genetischen Beziehung zu den Granuliten stehen, indem das Material derselben seiner Art nach abhängig ist von der mineralischen Zusammensetzung der Granulite. Diese Mineralgänge zeichnen sich nicht selten durch symmetrisch lagenförmige Structur aus, sie gehen aber andererseits auch in echte Granitgänge über, die mit den eruptiven Graniten jenes Gebietes in irgend einem Verhältnisse zu stehen scheinen. *H. Credner* gab eine ausführliche Beschreibung der Gänge und ihrer Mineralien; eine Entstehung dieser Gänge durch circulirende Wasser durch Auslaugung des Nebengesteins ist nach den Grundsätzen der chemischen Geologie unmöglich.

6. Lagerung. § 18. Die Granulite wechsellagern mit Gneißen oder sie setzen große Gebiete vorherrschend zusammen; ein schichtenförmiger Aufbau dieser Gebiete ist stets zu beobachten, auch wenn die Granulite weniger gut Parallelstructur aufweisen. Wo letztere gut ausgeprägt ist, wechsellagern fast überall die verschiedenartigsten Granulite mit einander in concordantem Verbande, bisweilen in nur wenige Centimeter dicken Schichten; dabei sind gewisse Arten in bestimmten Horizonten reichlicher vorhanden als in anderen. So z. B. gehören in Sachsen die Augengranulite den höchsten Horizonten an, die pyroxenhaltigen Granulite mehr dem tieferen. *Dathe* giebt an, daß sehr oft normaler granathaltiger Granulit, Glimmergranulit und dann Pyroxengranulit übereinander folgen.

§ 19. Die Granulite enthalten in größeren Granulitgebieten stets auch Einlagerungen anderer Gesteine, von denen namentlich Serpentine erwähnenswerth sind. Der bunte Wechsel dieser Gesteine, sowie die Ueberlagerung der Granulitcomplexe durch Glimmerschiefer, Hälleflinten, Urthonschiefer weisen darauf hin, daß die Granulite gleichsam eine „Facies“ der oberen Etage der archäischen Gneißformation sind.

7. Zersetzung. § 20. Die Granulite mit Parallelstructur haben Neigung zur Zerklüftung senkrecht gegen die Schichtung. Die Umwandlung durch atmosphärische Gewässer befällt zuerst die Granaten, die in Chlorit übergehen. Die Pyroxene lösen sich unter Abscheidung von graulichem Pulver (vielleicht Kalkcarbonat) und opaken Erzpünktchen in dunkelgrüne Fäserchen auf; schließlich zerfallen sie ganz in faserige Massen und scheiden Eisenhydroxyde ab. Die Hornblende in Pyroxengranuliten wird bisweilen zu einem serpentinähnlichen Producte zersetzt. Die reinen Aluminiumsilicate sowie die Kalifeldspäthe wie auch die Plagioklase geben Anlaß zur Entstehung von Schüppchen eines weißen Glimmers, der bisweilen die Schichtflächen bekleidet. Helle, an Kieselsäure reiche Granulite ergeben einen sandigen bis thonigen Gesteinsgrus; dunkele, an Kieselsäure arme Granulite verwittern schließlich zu einem eisenschüssigen, chloritischen Gruse, in welchem noch festere, kugelige Partien zurückbleiben, von denen sich immer mehr verwitterte Schalen ablösen, wie dies *Credner* an einem sehr basischen, an Pyroxen und Magnetit reichen Granulit fand.

8. Arten der Granulite. § 21. Die Combination von Quarz, Feldspäthen

und Granat ist für die meisten Granulite charakteristisch, doch kann der Granat auch ganz fehlen. Der normale Granatgranulit, wegen seiner hellen Farbe früher auch Weißstein genannt, besteht aus Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Plagioklas und Granat in wechselnden Mengen nebst einigen spärlicher vorhandenen Mineralien, unter denen besonders Cyanit als häufig vorkommend zu erwähnen ist. Solche Granulite finden sich in Sachsen im sog. sächsischen Mittelgebirge, in Böhmen bei Wartha an der Eger, in der Oberpfalz in Bayern; in größeren Gebieten im südwestlichen Böhmen, in Ober- und Nieder-Oesterreich, zu Namiest in Mähren (Namiester Stein ist die älteste Bezeichnung für Granatgranulit), mehrorts in Serbien, in der Gegend von Lyon in Frankreich, auf der Insel Ahl im Kirchspiel Pargas in Finnland, in den finnischen Lappmarken westlich vom Enare-See. Hierzu gehören auch die Leptinite der Vogesen. Sie besitzen oft deutliche Parallelstructur und haben die für Granatgranulite charakteristische mineralische Zusammensetzung; doch enthalten sie oft dunkelen Glimmer beigemischt, nicht selten auch Graphit. Hornblende und Sillimanit erscheinen seltener. „Nicht selten tritt aber die Parallelstructur mehr zurück und dann entstehen Uebergänge in den körnigen Leptinit, der solche gar nicht besitzt und welcher sich in sehr mannigfachen Varietäten, von ganz fein körnigem bis zu sehr grobkörnigem, findet; namentlich die letzteren enthalten oft in ungeheurer Masse große Granatkrystalle“ *(P. Groth).*

§ 22. In den Granatgranuliten sind Kalifeldspath und Oligoklas in sehr wechselnden Mengen vorhanden; als Oligoklas-Granatgranulit kann man Gesteine bezeichnen, in denen Oligoklas bei weitem vorwaltet, wie in dem in § 1 erwähnten Granulit von Ahlön in Finnland.

§ 23. Enthalten auch die Granatgranulite öfters ein wenig dunkelen Glimmer, so kann letzterer doch die Granaten auch ganz oder wenigstens fast ganz verdrängen. Das sind dann die Glimmergranulite, die sich in ihrem ganzen Habitus den Gneißen am meisten nähern, ja man wird in vielen Gneißgebieten einzelne Gesteinsbänke finden, welche man auch Glimmergranulit nennen könnte. Dazu gehört z. B. der sog. aphanitische Gneiß, welcher im böhmisch-bayerischen Grenzgebirge local vorkommt. In den Glimmergranuliten liegen die Biotitblättchen bald ganz einzeln einander parallel, bald bilden sie kleine Putzen, bald sind sie in dünnen continuirlichen Lagen gruppirt.

§ 21. An die Glimmergranulite schließen sich die in Schweden Eurit, Leptit oder auch Granulit genannten Gesteine an. Sie sind meist grau, weniger oft röthlich von Farbe, führen stets Glimmer (weißen und dunkelen), denselben zum Theil in sehr winzigen Schüppchen enthaltend, und meist etwas Magnetit. Granat ist nur stellenweise vorhanden; Glimmer ist lagenweise häufiger und seltener. Hierdurch und durch die Gruppirung der meist gleich großen Gemengtheile weisen manche Vorkommnisse gute Parallelstructur auf; in anderen fehlt sie aber auch gänzlich. Sehr merkwürdig sind die conglomeratischen Bildungen, welche sich in den höheren Horizonten einstellen. Es liegen scharfkantige Bruchstücke oder Gerölle von Eurit, bisweilen auch von grobkörnigem Gneiß, von Granit und grünem Schiefer (nach *Hummel*) in einer selbst euritischen Grundmasse. *Törnebohm* erklärt dieselben auf die Weise, daß während der Bildungsperiode des Eurites (Granulites) letzterer local denudirenden Kräften ausgesetzt war, welche die kaum fertig gebildeten Lager wieder theilweise zerstörten. Geognostisch sind die Eurite (und die in dieselben übergehenden Hälleflinten) dadurch ausgezeichnet, daß sie im mittleren Schweden die meisten und größten Kalklager enthalten und in Gesellschaft derselben viele der wichtigsten Erzlager. Die Erzmineralien treten im Eurit auch accessorisch auf. So fand *Sjögren* bei Åmmeberg im Granat und Turmalin (und Skapolith?) führenden Eurit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Eisenkies, Magnetkies und wahrscheinlich auch gediegen Silber; ja manche Lagen sind durch feinvertheilte Blende dunkel gefärbt.

§ 25. In der Oberpfalz in Bayern und auch in Böhmen treten Turmalingranulite auf, die entweder noch Granat enthalten oder desselben ganz entbehren. Der Turmalin findet sich in 0.5—0.10 mm starken Nädelchen, welche oft stark gebogen oder auch zerbrochen sind. Auch in Büscheln und Körnern findet sich der Turmalin. In Böhmen fand *v. Hochstetter* den Turmalin stellenweise sich so anhäufend, daß braunschwarze nur aus Turmalin bestehende Stücke geschlagen werden konnten. Die Turmalingranulite führen sehr schönen Mikroklin, meist weißen Glimmer, häufig Sillimanit oder Fibrolith; dagegen fehlt ihnen Rutil und Cyanit.

§ 26. Hornblendegranulite sind ziemlich selten; in einer sehr hellen Quarzfeldspathmasse enthalten sie Granat und Hornblende oder Hornblende allein eingesprengt. Die schwarzgrüne Hornblende (im Schliff grüne Farben aufweisend) bildet gern Aggregate; es entstehen dadurch die sog. Forellen-Granulite, wie sie in Lappmarken und bei Wiener-Neustadt vorkommen.

§ 27. Mit den hellen Granuliten in Sachsen wechsellagern auch dunkele, feinkörnige bis nahezu dichte Gesteine, deren Farbe nicht durch Glimmer bedingt wird. Man nannte sie früher Trappgranulite; jetzt bezeichnet man sie am besten als Pyroxengranulite. Nach *Dathe* zerfallen sie noch in zwei Gruppen: die der orthoklashaltigen und die der orthoklasfreien. Die ersteren können sich durch sehr geringen Gehalt an Pyroxen dem normalen Granatgranulit nähern. Die orthoklasfreien Pyroxengranulite enthalten Plagioklas und Quarz und sind meist sehr dunkel durch ihren Reichthum an Pyroxen (z. Th. Hypersthen), Biotit, Magneteisen, Magnetkies. Granat ist in den Pyroxengranuliten bald vorhanden, bald fehlt er ganz. Hornblende (grünlichbraun im Schliff) ist häufig accessorisch; Lagen, in denen sie vorherrscht, kommen überall vor; gruppenweise Aggregation der Gemengtheile ist oft zu beobachten. Die Pyroxengranulite finden sich auch in grobkörnigen, granatreichen Varietäten, die auch Hornblende in größeren Krystallen und oft von karinthinartiger Beschaffenheit enthalten und sich dadurch den Eklogiten nähern. Der Granat herrscht bisweilen vor den übrigen Gemengtheilen stark vor. Die Pyroxengranulite haben schiefrige bis ganz massige Textur; sie liegen in wenigen cm bis 10 m mächtigen Schichten, höchst langgezogenen Linsen zwischen den normalen Granat- und Glimmergranuliten. Grobkörnige Pyroxengranulite sind oft in Linsen dem Serpentin eingelagert. Accessorische Mineralgänge wurden reich an Plagioklas gefunden. Außer in Sachsen sind Pyroxengranulite in geringer Verbreitung auch in den böhmischen Granulitgebieten gefunden worden.

§ 28. Cyanitgranulit kann man die seltenere Abart nennen, die reich ist an Cyanit unter fast gänzlicher Verdrängung des Granates. Sillimanitgranulit (Andalusitgranulit der Autoren) enthält Büschel von Sillimanitsäulchen von bis 1 cm Durchmesser. Er findet sich in der Gegend von Waldheim in Sachsen in mehren untergeordneten Lagern, ist reich an Granat und Oligoklas und durch Häutchen secundären Eisenhydroxydes namentlich in der Umgebung der Sillimanite roth gefärbt.

9. Genetisches. § 29. Die Granulite gehören durch ihre Arten, ihre Structur, ihr Vorkommen zu den interessantesten Gesteinen der archäischen Formationen. Allen Granulitgebieten voran aber steht das sächsische, um dessen Erforschung sich eine ungewöhnlich große Anzahl Geologen mit kleineren oder größeren Beiträgen bemüht hat. Die Entstehung der sächsischen Granulite, die in ihrer Gesammtheit eine elliptische Masse mit im Allgemeinen kuppelförmigem Bau darstellen, ist ebenfalls vielfach umstritten worden, seitdem *C. F. Naumann* ihre eruptive Natur behauptete und vertheidigte. Gegen eruptive Entstehung sprechen in unwiderleglicher Weise die Lagerungsverhältnisse. *Stelzner* schreibt: „Die Annahme, daß ein eruptives Magma bei seiner Verfestigung in tausendfacher Wiederholung sich in scharf begrenzte und dennoch chemisch und mineralisch ganz differente Gesteine gegliedert habe, diese Annahme dürfte Niemandem verständlich und räthlich erscheinen." Dieser Anschauung schließt sich *Dathe* völlig an. Ihrer Structur nach sowie nach ihren Lagerungsverhältnissen in vielen anderen Gebieten stimmen die Granulite mit anderen Gesteinen der archäischen Periode vortrefflich überein. Einen wichtigen Fingerzeig für die Zeit, in welcher die Bildung der Granulite stattfand, geben die oben erwähnten schwedischen Euritconglomerate. Die Granulite gehören mit den Gneißen in ein und dieselbe Klasse; sie sind gleichsam eine andere Facies der Gneiße, mit

denen sie chemisch oft völlig übereinstimmen. Was aber die abweichende Ausbildung veranlaßt hat, darüber fehlen uns alle positiven Erkenntnisse; der Hypothese bleibt hier ein weiter Spielraum, der ihr zugestanden werden muß, so lange sie nicht in Phantasie ausartet.

III. Familie der Hälleflinten.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1. Die zu dieser Familie gehörigen Gesteine sind fast alle sehr reich an Kieselsäure; an letzterer viel ärmere Gesteine, die ihren sonstigen Verhältnissen nach hierher gehören würden, wie die entsprechenden bei den Gneißen und Granuliten, pflegt man nach ihren Gemengtheilen bei anderen, weiter unten zu behandelnden Familien einzureihen. Unter den bisher bekannten Analysen fehlen solche, welche die Menge der primären, in einigen Vorkommnissen enthaltenen Carbonate angeben. Auf Titansäure ist meistens nicht geachtet worden, doch ist sie bereits im Adinol nachgewiesen worden. Alle Hälleflinten schmelzen in kleinen Splittern mehr oder weniger leicht vor dem Löthrohr und lassen sich hierdurch von ihnen ähnlich aussehenden Quarziten unterscheiden.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	80.11	11.79	0.40	1.37	0.29	Spur	4.03	0.43	2.30	
2.	78.40	11.81	—	0.72	0.77	0.84	4.42	1.93	0.90	Glv.
3.	76.15	13.46	1.90	—	1.52	0.43	2.84	3.51	—	
4.	75.76	11.28	1.69	2.37	0.55	1.09	6.73	0.71	0.53	
5.	74.94	16.11	—	—	—	2.65	2.13	2.79	2.42	
6.	73.23	13.90	1.86	0.57	0.88	0.23	2.71	3.57	1.97	
7.	67.10	15.97	0.75	1.08	0.34	1.98	9.26	1.21	2.70	

1. Adinol von der Teufelsecke bei Lautenthal im N.W. Harz, mit Spuren von TiO_2, Cu, Sb, S, Cl. **2.** Petrosilex von Orford in Canada. **3.** Hälleflinta von Dannemora in Schweden. **4.** Sog. Hornschiefer von der schwarzen Blimpe im Kleinen-Striegisthal in Sachsen, mit MnO 0.15. **5.** Eisenfreie Hälleflinta von King-teh-čun, Provinz Kiang-si, China. **6.** Variolitischer Adinol von Hausdorf im Eulengebirge in Schlesien, mit TiO_2 0.20; P_2O_5 0.174; CO_2 0.04; SO_3 0.17; org. Substanz 0.04. **7.** Adinol vom Hüttenteich bei Lerbach im N.W. Harz, mit MnO 0.82.

2. Structur. § 2. Die zur Familie der Hälleflinten gehörigen Gesteine sind höchst feinkörnig bis völlig dicht mit splittrigem bis muscheligem Bruche. Obwohl die letztere Ausbildung die typische ist, so können doch die höchst feinkörnigen wegen des geologischen Verbandes nicht von jenen getrennt werden; sie bilden eine Mittelstufe zwischen Granulit und dichtem Hälleflinta. Die Mehrzahl der Gesteine zeichnet sich durch eine vortrefflich ausgebildete Lagenstructur aus; es wechseln parallele Lagen von verschiedener Färbung und bisweilen sehr geringer Dicke (bis Papierdünne) mit einander ab. Auf dem Querbruche sind die Gesteine deshalb streifig. Bei anderen Vor-

kommnissen wechseln nur sehr dicke Schichten, welche wenigstens anscheinend richtungslose, massige Structur besitzen.

§ 3. Porphyrisch sind diese Gesteine bisweilen in geringem Grade durch kleine Quarze oder Feldspäthe; die stärker porphyrischen Gesteine werden bisher noch zu der nächstfolgenden Familie gezählt. Dagegen ist eine feinkörnige Breccienstructur einigen Hälleflinten in dem Grade eigen, daß die Hauptmasse kleine Bruchstücke sind mit wenigem Cement dazwischen. Kleine Adern und Trümmer, namentlich von Quarz oder von Kalkspath, durchschwärmen die Hälleflinten oft in allen Richtungen. Diese Adern sind entweder rein secundärer Entstehung, oder es sind Primärtrümmer, entstanden während der Verfestigung des Gesteines selbst.

3. Mineralische Zusammensetzung. § 4. Manche Hälleflinten sind so feinkörnig, daß selbst bei starker Vergrößerung die einzelnen Gemengtheile zum Theil gar nicht mehr ihrer Art nach erkannt werden können. Dann bleibt nur eine Interpretation der Analysen übrig und der Vergleich mit mikroskopisch gröber körnigen Gesteinen. Diese erweisen sich der Hauptsache nach als Gemische von Quarz, Feldspäthen und einem mehr oder minder hellen Glimmer. Quarz und Feldspäthe sind immer zu einem gleichmäßig körnigen Gemenge verwachsen; keine der beiden Substanzen weist Krystallform auf; sie greifen zackig und wellig in einander. Im Quarz sind bisweilen Flüssigkeitseinschlüsse erkennbar. Die Feldspäthe gehören zum Theil dem Orthoklas an; in manchen Gesteinen mag aber wohl der Albit vorherrschend vorhanden sein, worauf der hohe Natrongehalt hinweist, welchen einige Analysen angeben. Auch polysynthetisch verzwillingte Plagioklase sind, wenn auch selten, wahrgenommen worden. Ueberhaupt aber ist es fast stets sehr schwer die Feldspäthe als solche zu erkennen.

§ 5. Der Glimmer oder das glimmerartige Mineral erscheint in winzigsten Blättchen und Schüppchen von ganz farbloser bis licht grünlicher Substanz; wohl nur sehr selten ist der Glimmer bräunlich, so daß man einen Biotit annehmen könnte. Die Glimmerblättchen zeigen oft eine mehr oder minder parallele Anordnung, parallel der Lagenstructur des Gesteins. Sie sind dann in einzelnen Lagen häufiger als in anderen; bisweilen umgeben Glimmerblättchen flaserig winzige, längliche Partien eines Quarzfeldspathgemenges.

§ 6. Neben dem Glimmer treten als färbende Gemengtheile auf fein vertheiltes Eisenhydroxyd, welches wohl stets secundärer Entstehung ist, dann opake Eisenerze, hauptsächlich Magneteisen. Grün färbende Mineralien sind einerseits bisweilen der Glimmer, andrerseits Hornblende, Aktinolith, vielleicht auch ein zur Pyroxengruppe gehöriges Mineral. Alle diese Mineralien treten aber stets nur in geringer Menge auf. Als andere accessorische Mineralien sind noch anzuführen: Apatit, Kiese, Kalkspath (oder andere Carbonspäthe) und bisweilen eine kohlige Substanz.

§ 7. Bei der Zersetzung erhalten die Hälleflinten meist eine weißliche Kruste, die durch Auflockerung des Gefüges bedingt wird und

durch Umwandlung der Feldspäthe in glimmerartige Substanz oder in Kaolin. Eine Zerklüftung und ein Zerfallen in scharfkantige Bruchstücke begleitet oft die beginnende Zerstörung.

4. Lagerung. § 8. Die Hälleflinten liegen stets in mehr oder minder dicken Schichten concordant zwischen anderen geschichteten Gesteinen. Die einzelnen Lagen sind bisweilen nur wenige Centimeter dick; es finden sich aber auch 10 bis 20 m mächtige Schichtensysteme, und diese Gesteine können selbst zu den herrschenden in einem Gebiete werden. Es scheint dabei aber für Hälleflinten charakteristisch zu sein, daß sie da, wo sie weniger mächtig zwischen Schichten anderer Gesteine vorkommen, keine allmählichen Uebergänge bilden, sondern in scharf begrenzten Lagern auftreten, doch ist zu beachten, daß die benachbarten Gesteine dann meist eine verwandte mineralische Zusammensetzung aufweisen.

§ 9. Dem Alter nach gehören die meisten und größten Hälleflintmassen den oberen Horizonten der archäischen Ablagerung an; aber auch in jüngeren Formationen kommen sie vor; ja, in der Culmperiode erscheinen mit großer Beständigkeit Gesteine, die Adinole, welche sich durchaus zu keiner anderen Familie zählen lassen. Sind die archäischen Hälleflinten in Bezug auf ihre Entstehung ganz wie Gneiße und Granulite zu betrachten, so gewinnen die ähnlichen, wahrscheinlich auch holokrystallinen Gesteine von bedeutend jüngerem Alter, die zwischen Conglomeraten und anderen deutlich klastischen, katogenen Gesteinen auftreten, eine erhöhte Bedeutung als Bindeglied für die Gesteinsentstehung in der archäischen und in der carbonischen Periode, in welcher sich sonst meist rein klastische Silicat-Gesteine bildeten.

5. Arten der Hälleflinten. § 10. Für die hierher gehörigen Gesteine giebt es eine Anzahl Bezeichnungen, welche sich wohl alle durch die beiden Namen Hälleflinta und Adinol ersetzen lassen. Der Hälleflinta (d. h. Felsenfeuerstein) mit deutlicher Lagenstructur bildet in Schweden eigentlich nur eine dichte Modification der Eurite, in die er übergeht, und mit denen er Verbreitung und das geologische Characteristicum der Verbindung mit Kalkstein und Erzlagern theilt. Er besitzt grauliche, rothe, grüne, ja auch sehr dunkele Farben; Magnetit und Granat sind stellenweise accessorisch; Kalkspath als primärer Bestandtheil findet sich namentlich in der Nähe von Kalklagern. Wie der Eurit, so hat auch der Hälleflinta Conglomerat- und Breccienbildungen. So finden sich Gerölle von rothem Hälleflinta und rothem Gneiß in lichtgrauem Hälleflinta (nach *Hummel*). Brecciöse Hälleflinten von röthlicher und grünlicher Farbe, deren Bruchstücke stets klein sind und bis zu winzigsten Dimensionen herabsinken, finden sich im bayerischen Walde längs des sog. Pfahles, eines sich viele Meilen schnurgrade ohne Unterbrechung hinziehenden Quarzitrückens. Die Masse zwischen den Bruchstücken ist eben so äußerst feinkörnig struirt wie diese; sie erscheint im Dünnschliff etwas klarer, vielleicht weil sie etwas quarzreicher ist. Eine mineralogische Bestimmung der einzelnen Gemengtheile dieser Massen ist kaum möglich. Neben den brecciösen Hälleflinten kommen auch solche mit ungestörter Lagenstructur vor. In China fand *v. Richthofen* zwischen Phylliten eingelagert schneeweiße, ganz eisenfreie Hälleflinten, die zur Porzellanfabrication verwendet werden. Unter dem Mikroskope sind es deutlich auflösbare Gemenge von Quarz, Feldspath und weißem Glimmer, bisweilen tritt primärer Kalkspath in nicht unbeträchtlicher Menge in das Gefüge ein; bisweilen fehlt der Feldspath gänzlich und das Gestein ist dann gleichsam ein dichter Glimmerschiefer. Hornschiefer, Felsitschiefer, röthlicher Feldstein, weißer Petrosilex sind andere Namen für Hälleflinten. Manche dieser Gesteine entbehren des Glimmers fast gänzlich und nehmen öfters eine feinkörnige Structur an.

§ 11. Der **Adinol** hat seinen Namen von seiner Lagenstructur, indem stets zahlreiche (ἀδινός), verschieden gefärbte und sehr dünne Lagen mit einander wechseln. Er findet sich in Culmschichten im N.W. Harz, in Nassau, im Frankenwalde und in Niederschlesien, vergesellschaftet mit Kieselschiefer und sog. Wetzschiefern oder diese vertretend. Die Adinole enthalten bisweilen etwas kohlige, verbrennbare Substanz, manchmal Calcit oder andere Carbonspäthe. Die Masse ist oft auch unter dem Mikroskope noch äußerst feinkörnig, doch läßt sich aus der Aggregatpolarisation derselben in guten Präparaten der Schluß ziehen, daß es holokrystalline Massen sind; darauf weisen auch Vorkommnisse mit einem ein wenig gröberen Korn hin. Eine geringe Menge kohliger, verbrennbarer Substanz zeigt sich staubförmig vertheilt. Quarz- und Calcittrümmer sind häufig vorhanden. Die Adinole enthalten stets mehr Na_2O als K_2O und der Feldspath ist wohl öfters Albit. Ganz vereinzelt steht bisher der **variolitische Adinol**, welchen *Dathe* bei Hausdorf in Niederschlesien am Fuße des Eulengebirges in Form von Geröllen in Culmconglomeraten fand. In einer grünlichen dichten Grundmasse liegen bald gedrängter, bald weitläufiger aber stets regellos verstreut kugelige Concretionen von 1—2 mm Durchmesser und von violettgrauer bis röthlicher Farbe. Dieselben zeigen in der Mitte eine granosphärische Structur und erweisen sich als aus Albit, Quarz und Kaliglimmer und Chlorit bestehend und als grobkörniger als die Grundmasse, in welcher sich in der Form von stark lichtbrechenden Nädelchen und Blättchen vielleicht auch noch andere Mineralien verbergen, während sie sonst der Hauptsache nach als ein durch Chlorit und Glimmer grüngefärbtes Quarzalbitaggregat aufzufassen ist.

IV. Familie der Porphyroide.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	85.66	7.66	—	0.25	0.41	0.48	4.00	0.18	0.57	
2.	78.66	9.04	2.21	1.98	0.36	0.30	5.50	0.63	0.61	
3.	77.19	11.65	—	0.92	0.11	0.21	0.24	9.16	0.70	
4.	71.91	15.32	0.07	1.89	0.21	0.59	3.95	3.07	0.26	Glv.
5.	66.70	15.90	4.70	—	—	Spur	5.50	8.06	—	

1. Albitporphyroid aus dem Schreckensthal bei Treseburg im Harz, mit TiO_2 Spur; P_2O_5 0.20. **2.** Schwarzer Albitporphyroid aus dem Spielbachthale bei Elend im Harz, mit TiO_2 0.11; P_2O_5 Spur; CO_2 0.11; SO_3 0.56; CH_4 0.08. **3.** Quarzporphyroid vom Bärentiegel bei Katzhütte im oberen Schwarzathal in Thüringen, mit P_2O_5 0.18; FeS_2 0.18. **4.** Porphyroid von Lastau bei Rochlitz in Sachsen, mit TiO_2 Spur, P_2O_5 0.47; (Ca, Fe)CO_3 2.13. **5.** Porphyroid vom Menomonee-Flusse in Michigan U. S. A.

2. Mineralische Zusammensetzung und Structur. § 2. Die Porphyroide ähneln oder gleichen in ihrem äußeren Habitus bisweilen ungemein gewissen Felsitporphyren, indem sie durch Einsprenglinge von Quarz und Feldspäthen eine ausgesprochen **porphyrische** Structur aufweisen und eine Grundmasse besitzen, die makroskopisch in vielen Fällen den Eindruck eines Felsites macht. Manche Porphyroide unterscheiden sich von den Gesteinen der vorhergehenden Familie einzig und allein durch die porphyrische Structur; andere dagegen besitzen eine Structur, welche sie dem Glimmerschiefer nahe bringt.

§ 3. Von den Einsprenglingen erscheint der **Quarz** in rundlichen Körnern oder noch häufiger in abgerundeten hexagonalen Pyramiden

von 1—4 mm Durchmesser; bisweilen sind die Quarze allseitig von einer Hülle von Glimmer umgeben. Unter dem Mikroskope offenbaren die Quarze fast aller Porphyroide dieselben Eigenschaften. Flüssigkeitseinschlüsse, meist klein und unregelmäßig vertheilt, sind überall vorhanden. Die Grundmasse dringt bisweilen in Buchten in die Quarze ein, und es finden sich vielleicht auch isolirte rundliche Partien von Grundmasse ganz eingeschlossen im Quarz; also genau dieselben Verhältnisse, wie sie bei den Felsitporphyren gefunden werden. Eine Zerstückelung der Quarze ist sehr oft zu beobachten; in den Zwischenräumen findet sich Grundmasse oder vielleicht reines, sehr feinkörniges Quarzaggregat. Beim Drehen eines Quarzes zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich sehr oft eine ungleichmäßige Auslöschung; die Verdunkelung tritt an einer Seite in den Durchschnitt ein und durchläuft ihn mit mancherlei Unregelmäßigkeiten rascher oder langsamer nach der anderen Seite; auch eine Streifung parallel der Hauptaxe läßt sich bisweilen beobachten, wenn der Quarz nahezu auf dunkel eingestellt ist.

§ 4. Von den Feldspäthen erscheint röthlicher oder weißlicher Orthoklas meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz; an seiner Statt ist auch mehrfach Mikroklin beobachtet worden. Albit ist nach den Analysen sehr oft vorhanden; von weißlicher Farbe ist er meist schwer von Orthoklas zu unterscheiden, da die polysynthetische Verzwillingung nicht immer hervortritt. Perthit wird auch erst mikroskopisch zu erkennen sein. Oligoklas ist gleichfalls nachgewiesen worden; er erscheint in polysynthetisch verzwillingten Individuen. Was die Größe der Feldspatheinsprenglinge anbetrifft, so ist dieselbe in verschiedenen Vorkommnissen sehr schwankend. Am häufigsten haben sie eine ähnliche Größe wie die Quarze, doch werden sie bisweilen viel größer, ja einige cm im Durchmesser haltend. In ihrer Erscheinungsweise haben alle Feldspäthe etwas Gemeinsames. Bisweilen lassen sie wenigstens mit einigen Flächen Krystallform erkennen, viel häufiger sind sie stark abgerundet. Plagioklas findet sich nicht selten als dünne Hülle um Orthoklas parallel gesetzmäßig mit ihm verwachsen und an abweichender Färbung manchmal schon makroskopisch zu erkennen. Auch die Feldspäthe zeigen nicht selten Zerstückelung. Secundär geht aus ihnen ein farbloses glimmerartiges Mineral hervor, oder sie sondern gleichzeitig damit oder auch allein eine kaolinige Substanz ab, kalkreichere Plagioklase wohl auch Kalkspath.

§ 5. Die dichte Grundmasse besteht aus einem Aggregat von Quarz und Feldspathkörnchen meist in richtungslos gleichmäßigem Gewebe mit gegenseitiger Hinderung der Formausbildung. Hierzu tritt noch in fast allen Vorkommnissen eine mehr oder minder große Menge der allerwinzigsten bis sehr kleinen Glimmerblättchen. In einzelnen Fällen hat die Grundmasse auch eine weniger richtungslose Structur, indem zwischen gekreuzten Nicols unregelmäßigere größere Flecke dunkel oder hell hervortreten. Eine pegmatitische Verwachsung von Feldspath mit Quarz dürfte die Ursache hiervon sein. Im Porphyroid von Waffenrod bei Eisfeld in Thüringen zeigt sich eine unregelmäßig sphärulitische Aus-

bildung der Grundmasse; Büschel eines höchst feinfaserigen Quarzfeldspathgemenges zeigen beim Drehen zwischen Nicols wandernde Verdunkelung.

§ 6. Der Glimmer ist in weitaus den meisten Porphyroiden hell, farblos oder gelblich-grünlich und ähnelt in seinem ganzen Habitus dem, was man Sericit genannt hat. Ist er in geringer Menge vorhanden und gleichmäßig vertheilt, so kann er sich der makroskopischen Erkennung entziehen. Häufig bildet er jedoch kleine Putzen, kurze und dünne Flasern, die jedoch genügen, um die Gesteine auf den ersten Blick von Felsitporphyren zu unterscheiden. Andere Porphyroide sind viel reicher an solchem sericitischen Glimmer, der dünne Häute und zusammenhängende Membrane bildet und dann stets eine ausgeprägte Parallelstructur bedingt, die den glimmerarmen Porphyroiden gänzlich fehlen kann. Die Einsprenglinge werden bisweilen augenförmig von den Glimmermembranen umschlossen. Durch noch reichlichere Anwesenheit von Sericit werden die Porphyroide einem Sericitschiefer immer ähnlicher. Eine Parallelstructur ist dann bisweilen noch dadurch erzeugt, daß eine äußerst feine Wechsellagerung von quarzärmeren und reicheren Lamellen stattfindet, wie sie auch bei Hälleflinten vorkommt. Dunkeler Glimmer (eisenreicher?) findet sich nur seltener in Porphyroiden; ebenso dürfte echter Chlorit ziemlich selten sein. Hornblende kommt vielleicht bisweilen vor, falls die dafür gehaltenen Dinge nicht auch zum Glimmer gehören sollten.

§ 7. Von weniger beständigen Gemengtheilen sind dunkelfärbende Eisenerze, bisweilen erkennbarer Apatit, Eisenkies in kleinen Würfeln und Carbonspäthe zu erwähnen; die secundäre Entstehung der letzteren ist nicht immer unzweifelhaft. Besonders hervorzuheben ist das Vorkommen von winzigen Anatasen in den Porphyroiden der Gegend von Treseburg im Bodethal im Harz, während die Thonschiefer, denen die Porphyroide eingelagert sind, nur Rutilnädelchen enthalten. Die Grundmasse in der Nähe der Einsprenglinge und in den Spalten zwischen den Stücken der letzteren zeigt nicht selten eine andere Korngröße als sonst im Gestein; es pflegen diese Stellen glimmer- und vielleicht auch feldspatharm zu sein. An sie schließen sich die in vielen Porphyroiden heimischen Primärtrümmer an, d. h. sehr schmale sich bald auskeilende Gänge, die gebildet worden sein müssen, als das übrige Gestein den Habitus annahm, in welchem es uns jetzt entgegen tritt, abgesehen von secundärer Verwitterung.

3. Lagerung. § 8. Die Porphyroide treten stets in concordanter Einlagerung zwischen anderen, geschichteten Gesteinen auf; nur selten sind sie über größere Gebiete herrschend verbreitet. Viel häufiger sind wenig mächtige Einlagerungen, namentlich zwischen thonschieferartigen Gesteinen. Dabei sind die centralen Partien rein massig und glimmerarm, die hangenden und liegenden reicher an Glimmer und mit ausgeprägter Parallelstructur parallel den Schichtungsflächen. In anderen Fällen ist die ganze Masse ziemlich gleichmäßig richtungslos körnig, in wieder anderen gleichmäßig flaserig.

§ 9. Dem Alter nach gehören die Porphyroide den obersten archäischen Horizonten, sehr häufig dem Cambrium an; sie steigen aber auch bis ins Devon hinauf. In den Ardennen liegen Porphyroide zum Theil mit sehr großen, rundlichen Feldspäthen zwischen Phylliten; in Thüringen, namentlich im Gebiete des oberen Schwarzathales gehören sie dem Cambrium an. Im Harz finden sie sich in noch jüngeren Schichten zwischen den Granitmassiven des Ramberges und des Brockens. Eine große Verbreitung haben sie ferner im mittleren Schweden.

4. Arten der Porphyroide. § 10. Die Porphyroide scheinen stets sehr kieselsäurereiche Gesteine zu sein; im Gehalt an Alkalien stellt sich eine auffällige Verschiedenheit ein von kaliarmen und an Natron sehr reichen bis zu solchen mit umgekehrtem Verhältnisse der Alkalien. Hiervon ist nun die besondere Natur der Feldspäthe abhängig und die letzteren ergeben die beiden Extreme der Orthoklas- und der Albitporphyroide, welche letzteren auffällig häufig sind. Solche Gesteine, welche neben Einsprenglingen von Quarz keine oder sehr wenige von Feldspäthen besitzen, kann man wohl als Quarzporphyroide unterscheiden. Schließlich werden vielleicht noch diejenigen Porphyroide, welche dunkelen Glimmer fast mit Ausschluß des hellen sericitischen enthalten, als besondere Gruppe abzusondern sein. Vielleicht gehört auch das in den Walliser Alpen als Arkesin bezeichnete Gestein zu den Porphyroiden.

5. Genetisches. § 11. Die Porphyroide haben in ganz besonderem Maße die Aufmerksamkeit der Geologen erregt, weil sie einen Habitus besitzen, der ihr Auftreten zwischen gleichmäßig feinkörnigen bis dichten, auch klastischen Gesteinen etwas fremdartig erscheinen läßt. Es ist hier schon zu bedenken, daß viele von den Gesteinen der paläozoischen Formationen noch zum größeren Theile, ja vielleicht ganz aus authigenen Gemengtheilen bestehen, wie eben auch die Porphyroide: die abgerundeten Feldspäthe werden allgemein nicht mehr für Gerölle gehalten, sondern für in ihrer Formentwickelung gehinderte Krystallisationen. Es giebt nun allmähliche, stufenweise auf einander folgende Varietäten, welche eine continuirliche Verbindung zwischen Porphyroiden einerseits und Glimmerschiefern und Phyllitgneißen andererseits herstellen; ja manche Phyllitgneiße könnten fast ebenso richtig als Porphyroide bezeichnet werden. Hiernach würden also die Porphyroide auf dieselbe Weise entstanden sein wie Gneiße, Glimmerschiefer, Phyllite u. s. w. Es giebt in der That auch keinen zwingenden Grund, der dagegen spräche; denn alle structurellen Verhältnisse der Porphyroide finden sich auch bei jenen anderen Gesteinen.

§ 12. Die äußere Aehnlichkeit der Porphyroide mit Felsitporphyren hat jedoch dazu verleitet, auch die ersteren für Eruptivgesteine zu halten, die allerdings manche Umwandlungen, namentlich in Folge der gebirgsbildenden Faltung der Erdkruste erlitten hätten, also einem Dislocationsmetamorphismus unterworfen gewesen seien. Andererseits hat *Törnebohm* darauf aufmerksam gemacht, daß in Schweden die Porphyroide oder sog. porphyrischen Hälleflinten sich von den gebänderten Hälleflinten scharf unterscheiden und hauptsächlich in der Nähe der großen Porphyrterritorien im mittleren Schweden vorkommen; daher sei irgend eine genetische Beziehung zwischen beiderlei Gesteinen wahrscheinlich. Das bisweilen beobachtete Vorkommen von unverzerrten Petrefacten in Porphyroiden, z. B. in der Umgebung des Hausberges im östlichen Taunus, eingelagert zwischen gewöhnlichen Grauwackegesteinen, spricht wenigstens für diese Vorkommnisse gegen eruptive Entstehung.

In dem nördlichen Abhange des Harzes erscheinen Porphyroide im unteren Wieder-Schiefer zwischen den Granitmassiven und zwar am häufigsten gerade in der Nähe der Granite; auf ihre Entstehung dürften die letzteren nach *Lossen* von Einfluß gewesen sein. Die Porphyroide erscheinen hier zwischen normalen schwarzen Thonschiefern in nur handgroßen Flecken, in Linsen von circa 1 m Länge und in ziemlich mächtigen Schichtensystemen, natürlich mit Zwischenstufen in Bezug auf Größe. Ueber Anatas und Rutil im Porphyroid und Schiefer siehe § 7.

Ob für alle Porphyroid genannten Gesteine dieselbe Art der Entstehung giltig befunden werden wird, ist zweifelhaft; es scheint jedoch, als hätte man bisher die

beiden Fragen nicht genug aus einander gehalten: 1. Wie sind die Porphyroide entstanden? 2. Woher stammt ihr Material?

V. Familie der Glimmerschiefer.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O.	
1.	73.40	2.24	5.13	3.81	2.31	2.26	7.23	3.17	0.41	Glv.
2.	70.10	7.72	5.59	3.05	1.25	0.62	9.08		2.44	Glv.
3.	69.45	14.24	—	6.54	1.35	2.65	4.02	2.52	0.52	
4.	61.23	16.52	4.11	7.06	3.69	3.85	1.83	1.24	0.45	
5.	48.00	13.53	4.87	—	—	—	1.07	2.00	1.73	
6.	46.81	40.06	—	—	0.65	1.26	6.40	4.82	—	

1. Dunkeler Glimmerschiefer von Zschopau im sächsischen Erzgebirge, mit TiO_2 0.5; P_2O_5 und Pb Spuren. 2. Heller Glimmerschiefer mit porphyrischem Orthoklas von Gornau bei Zschopau, mit TiO_2 0.2 und Spuren von Pb und Mn. 3. Dunkeler, feldspathhaltiger Granatglimmerschiefer von Brixen in Tirol. 4. Dunkeler Glimmerschiefer von der Insel Ahl im Kirchspiel Pargas in Finnland. 5. Kalkglimmerschiefer von Prettau in Tirol, mit $CaCO_3$ 22.67; $MgCO_3$ 3.20; Mn_3O_4 2.67 und Spuren von P_2O_5 und Cl. 6. Paragonitschiefer vom St. Gotthard.

Es fehlt noch gänzlich an Analysen der zahlreichen Abarten von Glimmerschiefer.

2. Mineralische Zusammensetzung und Mikrostructur. § 2. Der Quarz, der in dem Glimmerschiefer den glimmerartigen Mineralien gegenüber in sehr verschiedener Menge zugegen sein kann, erscheint stets in Körnern ohne alle Formausbildung, dabei noch meist in Aggregaten, die ganz rein oder nur mit wenig Glimmerschüppchen vermischt sein können. Auch treten bisweilen einzelne größere Quarzindividuen, aber auch ohne eigene Form, in der Hauptmasse des feinkörnigen Aggregates auf. Der Quarz schließt nicht besonders gern andere Gemengtheile ein, erscheint vielmehr oft ganz frei von denselben mit einheitlicher Polarisation; doch kommen auch Polarisationserscheinungen, wie sie bei Gneißen und Porphyroiden beschrieben wurden, nicht selten vor. Flüssigkeitseinschlüsse sind meist vorhanden, aber manche Vorkommnisse sind auffällig arm daran. Einschlüsse flüssiger Kohlensäure wurden beobachtet; besonders reichlich sind sie in Quarzen im Glimmerschiefer des St. Gotthard, wo auch sog. doppelte Flüssigkeitseinschlüsse vorkommen. Diese Einschlüsse sind bald ganz regellos vertheilt, bald in Flächen angeordnet, die durch mehre Körner ohne irgend welche Aenderung fortsetzen.

§ 3. Der helle Glimmer dürfte in den meisten Fällen ein Kaliglimmer sein; in einigen seltenen Gesteinen ist er fast ausschließlich Natronglimmer; in alpinen Glimmerschiefern wies *Sandberger* den ebenfalls weißen Barytglimmer nach. Dem äußeren Habitus und dem optischen Verhalten nach gleichen sich diese Glimmer auf das Vollständigste, und es läßt sich bei dem großen Mangel an Analysen noch gar nicht absehen, ob die beiden letzteren und auch noch andere Glimmer

nicht eine viel weitere Verbreitung besitzen, als angenommen wird. Die Glimmerblättchen sind meist zu regellosen Aggregaten verwachsen; sie umschließen oft zwischen sich Quarzkörnchen und namentlich auch die in geringerer Menge vorkommenden accessorischen Gemengtheile.

§ 4. Der dunkele Glimmer ist in den meisten Fällen ein Biotit, wie sich dies an seiner Bleichung durch Atmosphärilien erkennen läßt. Dieselbe verläuft ganz so wie beim Biotit der Gneiße, unter Abscheidung von Nadeln unbestimmter Art. Der Magnesiaglimmer mit starkem Dichroismus ist in vielen Fällen als optisch zweiaxig zu bestimmen; um eingelagerte Körnchen anderer Gemengtheile finden sich öfter intensiver gefärbte Höfe. Der Magnesiaglimmer kann aber auch helle und namentlich grüne Farben aufweisen; überdies ist im Spessart und in den Alpen von *Sandberger* ein lebhaft grüner Chromglimmer nachgewiesen worden. Andererseits dürften manche sehr dunkele Glimmer, die im Dünnschliff in der Säulenzone graulichbraune Farbe aufweisen, dem Lepidomelan näher stehen als dem Biotit. Die dunkelen Glimmer treten lieber in einzelnen Blättchen oder in schuppigen Aggregaten als in Lamellen und Membranen auf.

§ 5. Grüner Chlorit gesellt sich oft zu dem weißen Glimmer, aber nur selten in solcher Menge, daß er makroskopisch gut wahrnehmbar ist; er erweist sich als primärer Gemengtheil, doch kommt auch aus Granat entstanden bisweilen ein allgemein als Chlorit anzuführendes secundäres Mineral vor.

§ 6. Von Feldspäthen ist im Glimmerschiefer nur der Orthoklas ein nicht seltener Gemengtheil. Obwohl er bisweilen gänzlich fehlt, kann er in andern Fällen in nicht unbeträchtlicher Menge vorhanden sein, ohne dadurch das Gestein dem Gneiße ähnlich zu machen; seiner Structur nach gleicht er dem Orthoklas der Gneiße. Plagioklase sind in Glimmerschiefern viel seltener nachzuweisen; Mikroklin und Perthit sind bisher noch nicht gefunden worden.

§ 7. Noch häufiger als in Gneißen ist der Granat in Glimmerschiefern; er hat wohl stets hellrothe Farbe und ist meist Kalkthon- oder Eisenthongranat. Seine Grösse unterliegt mannigfachem Wechsel von mikroskopisch kleinen bis zu 5—6 cm im Durchmesser haltenden Individuen. Unregelmäßig rundliche Körner sind ebenso häufig wie ziemlich scharf gebildete Rhombendodekaeder oder Ikositetraeder, welche letztere Form jedoch viel seltener ist. In weitaus den meisten Gesteinen ist der Granat sehr reich an Einschlüssen anderer Gemengtheile. So sind Rutilkörnchen oder Nädelchen in großer Menge in concentrischen Zonen oder auch in Streifen mit sehr unregelmäßiger Windung eingeschlossen; Eisenerze sind auch nicht selten, am häufigsten ist aber der Quarz in rundlichen Körnchen eingeschlossen. Letzterer kann so reichlich in Granat eingebettet liegen, daß dieser wie durchlöchert erscheint, ja sogar nur dünne Stränge zwischen polyedrischen Quarzkörnern bildet. Uebrigens stecken die Granaten stets einzeln in Glimmerschiefern und sind stellenweise häufiger oder spärlicher vorhanden. Es sollen auch zerbrochene Granaten vorkommen.

§ 8. Von Eisenerzen ist Eisenglanz entschieden am häufigsten. Er erscheint in zweifacher Weise; einmal bildet er als Eisenglimmer in mehr oder weniger dünnen Blättern einen Vertreter des Glimmers; andererseits erscheint er in rundlichen, auch länglichen Körnern, bisweilen mit einzelnen Krystallflächen, aber auch lieber zwischen den Glimmerblättern als zwischen den Quarzen liegend. Titaneisen dürfte seltener vorkommen; häufig ist es in Blättchen und Körnchen z. B. in quarzreichen Glimmerschiefern des Ossagebirges im bayerischen Walde. Magneteisen in rundlichen Körnern oder auch in scharfen Oktaedern wird nur selten angeführt; es bildet auch lockere Aggregate und scheint ebenfalls vorzugsweise in glimmerreichen Lagen aufzutreten. Eisenkies ist wohl in einzelnen Körnern oder Würfeln nicht gerade selten anzutreffen, bisweilen tritt er aber auch in großer Menge in die Glimmerschiefer ein; damit finden sich meist auch noch andere Schwefelmetalle.

§ 9. Einer der häufigsten Gemengtheile, der aber stets nur in geringer Menge vorkommt, ist der Rutil. Er findet sich in gelben bis gelbbraunen Körnern und Säulchen, ist aber nur selten mit bloßem Auge wahrnehmbar. Er ist weit häufiger in Gesteinen mit hellem Glimmer als in solchen mit Biotit, und man ist berechtigt anzunehmen, daß der Titansäuregehalt in letzteren, zum Theil wenigstens, in den Biotiten steckt. Apatit in vereinzelten, meist mikroskopisch kleinen Körnern, selten in annähernder Krystallform, stets frei von Einschlüssen, kommt überall vor, aber auch in wechselnder Menge. Zirkon in kurzen, dicken Säulen ist oft in geringer Menge mikroskopisch nachweisbar.

§ 10. Turmalin ist ein sehr häufiger Begleiter des Kaliglimmers in platten Säulchen zwischen den Blättern desselben; dagegen kommt er nicht in Gesellschaft der dunkelen Glimmer vor und vermeidet auch den Chlorit. Die winzigen Säulchen zeigen starken Dichroismus, lassen den Hemimorphismus bisweilen deutlich erkennen und sind frei von Einschlüssen, außer daß bisweilen opake Körnchen, wohl von Eisenerzen, im Centrum der Säulchen angehäuft sind. Makroskopisch wahrnehmbar ist der schwarze Turmalin in dreiseitigen Säulchen oder auch in bis 1 cm langen, büschelig gruppirten Nadeln nur selten; solche größeren Turmaline erweisen sich manchmal zerbrochen.

§ 11. Von accessorischen Mineralien, die sich gelegentlich einstellen, ohne besondere Arten des Glimmerschiefers zu bedingen, sind zu erwähnen: Chrysoberyll, Smaragd, Korund, Cordierit und Titanit, letzterer in sehr scharf gebildeten Kryställchen oder in Körnern. Beachtenswerth ist ferner das Vorkommen von fein vertheiltem Zinnstein in Begleitung von Arsenkies in granatführendem Glimmerschiefer am Nordfuße des Riesengebirges bei Querbach und Giehren.

3. Makrostructur. § 12. Die Glimmerschiefer besitzen in der Regel eine mittlere Korngröße der Gemengtheile, doch kommen auch sehr feinkörnige, ja ganz dichte Varietäten vor. Die Parallelstructur ist stets sehr vorzüglich ausgebildet; nur ganz ausnahmsweise ist dieselbe so schwach, daß das Gestein als richtungslos körnig bezeichnet werden muß. Die Parallelstructur wird in erster Linie durch die

Lagerung der Glimmer und glimmerartigen Gemengtheile hervorgerufen. Aber auch der Quarz kann daran sehr bedeutenden Antheil nehmen, indem die Aggregate desselben dünne Lamellen zwischen glimmerreicheren Lagen bilden. Ein Lagenglimmerschiefer entsteht, wenn Quarz und Glimmer lagenweise stark vorherrschen; solche Quarzlamellen haben bisweilen eine stengelige Structur. Durch die besondere Anordnung der Glimmer werden nun auch bei gleichmäßiger Mengung noch besondere Structuren erzeugt. Im Allgemeinen hat in Glimmerschiefern der weiße Glimmer größere Neigung Flasern zu bilden als der dunkele; das Verhältniß ist gerade umgekehrt wie bei den Gneißen. Durch Verbindung der Muscovitblättchen zu Membranen entsteht sehr oft eine ausgezeichnet flaserige Structur. Seltener ist eine solche in biotitreichen Schiefern; diese besitzen fast stets eine körnigschuppige Structur bei streng paralleler Lagerung der Biotite. Sind beide Glimmer vorhanden, so liegt meist der dunkele in einzelnen Schüppchen im hellen. Hat ein Glimmerschiefer schuppige Structur und sind dabei die Quarzkörnchen alle gleich groß, so entstehen Abarten, die namentlich auf dem Querbruche ein sandsteinartiges Aussehen darbieten.

§ 13. Die Granaten treten, sobald sie irgend etwas größer sind, porphyrisch aus dem Gemenge hervor, auch auf Spaltungs- oder Schichtungsflächen. Sie liegen dabei vielfach in glimmerreichen Partien, von denselben allseitig umhüllt; doch kommen sie auch in den quarzreichen Stellen vor. Eine eben solche porphyrische Structur wird bisweilen durch wenige mm im Durchmesser haltende Orthoklase hervorgerufen, die nicht mit Quarz innig vergesellschaftet sind, sondern auffällig selbständig und dabei bisweilen in Krystallform (Säule und Basis) am Gesteinsgewebe theilnehmen. Solche Glimmerschiefer, namentlich im sächsischen Erzgebirge, aber auch anderswo, z. B. in Niederschlesien, vorkommend, können verhältnißmäßig reich sein an Orthoklas, ohne dabei ihren Charakter als Glimmerschiefer gegen den des Gneißes auszutauschen. Auch der dunkele Glimmer kann porphyrische Structur hervorrufen; einmal können Biotitblättchen, putzenweise aggregirt, in einer durch hellen Glimmer flaserigen Masse liegen; dann aber treten einzelne Biotitblättchen oder Aggregate einiger weniger, mit der Basis quer gegen die durch weißen Glimmer bedingte Parallelstructur stehend, porphyrisch hervor. Diese zuerst von *G. Rose* im Riesengebirge nachgewiesene, höchst auffällige Structur ist in geringer, localer Verbreitung gar nicht selten.

§ 14. Mit der Parallelstructur der Glimmerschiefer kann eine starke Faltung verbunden sein, die sowohl an glimmer- wie an quarzreichen Lagen hervortritt. Diese Faltung muß aber als eine structurelle aufgefaßt werden, die sich während der ersten Entstehung des Gesteins herausbildete; denn trotz aller Faltung liegen die Glimmerblättchen stets parallel. An dunkelen Glimmerschiefern der Gegend von Zschopau in Sachsen hat *Kalkowsky* nachgewiesen, daß die glimmerarmen (oder glimmerreichen) Lagen die mannigfachsten Windungen und Biegungen mit bisweilen abruptem Wechsel bilden; auch liegen manchmal kleine

Linsen dunkelen Glimmerschiefers mit starker, structureller Faltung in hellem, der kaum eine Spur einer Faltung erkennen läßt. Im hellen Glimmerschiefer dortiger Gegend findet sich bisweilen eine dreifache Faltung auf einmal ausgebildet. Die erste Faltung stellt sich dar als eine feine Riffelung der Glimmerblättchen; die Höhe der Falten beträgt nur etwa einen mm als Maximum; dabei sind die Falten dicht neben einander und steil. Die nächste Faltung liefert kleine Wellen von circa 15 mm Länge auf 3—5 mm Höhe; an derselben nimmt schon das ganze Gestein, das Aggregat von Quarz und Glimmer, Theil. Die dritte Stufe der Faltung erzeugt Wellen, die nach mehren Decimetern in Höhe und Länge messen. Ja beim Betrachten einer entblößten Felswand aus einiger Entfernung sieht man wohl noch eine vierte Faltung in noch größeren Dimensionen. Alle irgend größeren Falten stehen so, daß die Schenkel derselben der Schichtung parallel liegen. Die starke Faltung ist übrigens eine locale, vom Gebirgsbau unabhängige Erscheinung. Dafür, daß die Faltung eine primäre, structurelle ist, spricht auch die Beobachtung von *Schumacher*, der die glimmerreichen Lagen im Glimmerschiefer der Gegend von Strehlen in Schlesien an den Umbiegungsstellen bedeutend mächtiger fand. Nach *Lepsius* zeigt sich jedoch der Glimmerschiefer in der nächsten Nähe des passiv emporgedrungenen Tonalit-Stockes des Adamello in Tirol stärker gefaltet als in größerer Entfernung.

4. Accessorische Bestandmassen. § 15. Fast in allen Glimmerschiefern erscheinen kleinere oder größere Linsen von Quarz eingelagert; dieselben bestehen aus reinem, fettglänzendem, grobkörnigem Quarz mit nur wenig oder gar keinem Glimmer, dagegen manchmal mit anderen Mineralien, wie Andalusit, Turmalin. Knauern eines feinkörnigen Quarz-Turmalin-Aggregates finden sich bei Gornau bei Zschopau in Sachsen. Auch kommen Linsen von granitartiger Zusammensetzung vor, obwohl seltener. Alle diese Linsen werden meist, wie *Peters* sich ausdrückte, symplektisch vom Glimmerschiefer umgeben, doch kommt es auch vor, daß die Linsen die Schichten durchqueren. Dagegen finden sich Gänge von Silicaten und Quarz, wie sie im Gneiß häufig vorkommen, im Glimmerschiefer nur ganz ausnahmsweise. Im dunkelen Glimmerschiefer bei Zschopau fand *Kalkowsky* kleinere Quarzlinsen von circa 10 cm Durchmesser in großer Anzahl eingelagert vor; erreichen dagegen die Linsen einen Längendurchmesser von einem Meter und mehr, so ist nur hin und wieder eine Linse vorhanden.

5. Lagerung. § 16. Der Glimmerschiefer liegt stets in dünneren oder dickeren Lagern oder Schichten. Der Schichtungsfläche ist die Parallelstructur stets conform; ob die seltenen Fälle, in denen transversale Schieferung angegeben wird, anders zu deuten seien, bleibt zweifelhaft. Die Systeme von Schichten desselben Gesteins bilden wohl in den meisten Fällen eine Masse, die sich als langgezogene, wenig mächtige Linse auffassen läßt. Für ältere Angaben, daß Glimmerschiefer gangartig auftrete, fehlt die Bestätigung. Einlagerungen mannigfaltiger anderer Gesteine in den Glimmerschiefern sind sehr gewöhnlich; dabei findet sich fast stets ein langsamer oder rascherer Uebergang. Letzterer

ist um so langsamer, je weniger mineralisch verschieden die Gesteine zusammengesetzt sind; es lassen sich daher die Arten von Glimmerschiefer, die man lithologisch unterscheiden muß, nicht immer auch beim Kartiren oder bei der geologischen Gliederung und Darstellung eines Gebietes auseinanderhalten.

6. Alter. § 17. Glimmerschiefer bilden den Hauptbestandtheil der oberen Abtheilung der archäischen Ablagerungen; aber auch zwischen Gneißen kommen mächtigere Einlagerungen von Glimmerschiefer vor. Außer diesen archäischen Glimmerschiefern giebt es aber auch noch jüngere paläozoische, sogar mesozoische Gesteine, die wegen ihrer mineralischen Zusammensetzung und ihrer holokrystallinen Structur zum Glimmerschiefer gestellt werden müssen. In solchen Gesteinen scheint fast nur heller Kaliglimmer vorzukommen; worin sie aber sonst den archäischen Glimmerschiefern ähneln oder sich von ihnen unterscheiden, ist bisher noch nie Gegenstand genauerer, vergleichender Untersuchung gewesen. Andererseits kann man in vielen Fällen zweifeln, ob die Lagerungsverhältnisse so genau erkannt sind, daß das jüngere Alter der Gesteine feststeht. Die meisten der aufzuführenden Arten von Glimmerschiefer gehören nur der archäischen Periode an.

7. Zersetzung. § 18. Viele Glimmerschiefer gehören zu den leicht zerstörbaren Gesteinen, nicht sowohl weil ihre Gemengtheile zerstört werden, als weil das Gefüge der Quarzkörnchen und Glimmerblättchen durch den Einfluß der Atmosphärilien gelockert wird. Der dunkele Biotit erleidet die Bleichung, der Feldspath die Zersetzung wie im Gneiß; der Granat geht in eine chloritische oder an Brauneisen reiche Masse über; eine starke Röthung des Gesteins beruht immer auf Zersetzung der primären Eisenerz-Gemengtheile.

Quarzreicher Muscovitschiefer mit flaserigem Gefüge gehört dagegen fast allerorts zu den schwer durch Atmosphärilien zerstörbaren Gesteinen; er bildet daher auch oft schroffe Felspartien und ist die unmittelbare Ursache der größeren Höhe der aus ihm bestehenden Berge; höchste Gipfel der Gebirge sind sehr oft Felsen von Glimmerschiefer.

8. Arten der Glimmerschiefer. § 19. Glimmerschiefer, welche nur dunkelen Glimmer führen, besitzen gewöhnlich nicht sehr große Verbreitung; je nach der besonderen chemischen Zusammensetzung wird man Biotitschiefer, Lepidomelanschiefer u. s. w. unterscheiden müssen. Solche Gesteine sind meist feinkörnig und besitzen eine schuppige Structur mit ausgezeichnetem Parallelismus in der Lagerung der mit Quarz gleichmäßig gemischten Glimmerblättchen. Manche Vorkommnisse sind sehr quarzarm.

§ 20. Granatbiotitschiefer sind solche Glimmerschiefer, welche neben Biotit mit bloßem Auge sichtbaren und ziemlich reichlichen Granat führen. Dünne Quarzlinsen kommen in diesem Gesteine nicht selten vor; stellenweise tritt wohl Quarz zurück, die Granaten treten reichlicher auf, man hat dann einen Granatbiotitfels.

§ 21. Als dunkelen Glimmerschiefer bezeichnen wir denjenigen, welcher neben hellem Glimmer auch noch in ungefähr gleicher Menge Biotit führt; die Structur ist meist eine ebenschiefrige, seltener eine schwach flaserige. Durch Biotit gefleckte Varietäten kommen nicht selten local vor; selten dagegen sind Glimmerschiefer, die in einer kleinschuppigen, dunkelen Hauptmasse regelmäßig verstreut Flecken von silberweißem Muscovit enthalten. Granat kommt in dunkelen Glimmerschiefern meist nur in wenigen kleinen Körnchen vor; Magnetit erscheint öfter als Vertreter des gewöhnlicheren Eisenglanzes.

§ 22. Enthält schon der dunkele Glimmerschiefer oft etwas Feldspath, so bildet der dunkele Gneißglimmerschiefer ein Mittelglied zwischen Gneiß und Glimmerschiefer. Ob im besonderen Falle ein Gneißglimmerschiefer oder schon ein etwas feldspatharmer Gneiß vorliegt, ist oft schwer und meist nur nach geologischen Beziehungen zu entscheiden.

§ 23. Muscovitschiefer sind diejenigen Glimmerschiefer zu nennen, welche außer Muscovit kein anderes glimmerartiges Mineral enthalten; sie besitzen meist eine flaserige Structur und pflegen reich an Quarz als Gemengtheil und in Linsen zu sein. Ist der Quarzreichthum gleichmäßig vertheilt bei ebenschiefriger Parallelstructur, so nennt man das Gestein Quarzitglimmerschiefer; doch kommt auch der weiße Glimmer in dünnen Lagen dickere Quarzlinsen oder Quarzlagen trennend vor. Quarzitchromglimmerschiefer findet sich im Spessart.

§ 24. Eine besondere structurelle Abart des quarzreichen Muscovitschiefers ist der Itacolumit (früher auch wohl Gelenkquarz genannt). Die bisweilen vorhandene Biegbarkeit dünner Platten rührt her von der Vertheilung des Glimmers in dünnen Häuten und Lamellen zwischen den annähernd gleich großen, rundlichen Quarzen, weshalb das Gestein nicht selten sandsteinartigen Habitus hat. Der Itacolumit findet sich in Brasilien (Pic von Itacolumi bei Villarica) und im südöstlichen Nord-Amerika und ist dadurch berühmt, daß er bisweilen Gold in kleinen Blättchen als primären Gemengtheil enthält und in Brasilien daneben auch Diamant. Er geht in Quarzite und Eisenglimmerschiefer über und ist übrigens öfters nicht archäischen Alters.

§ 25. Der helle Glimmerschiefer enthält neben vorherrschendem Muscovit auch noch etwas Chlorit oder Biotit, welche jedoch weder seinen äußeren Habitus noch seine Structur beeinflussen; er ist meist ein flaseriges Gestein und weist nicht selten die oben besprochenen Faltungen auf. Sehr häufig tritt noch Granat in großen Körnern oder Krystallen zu dem Gemenge, einen hellen Granatglimmerschiefer bildend. Diese Art ist wohl von allen Glimmerschiefern am weitesten verbreitet.

§ 26. Heller Gneißglimmerschiefer wird durch eine geringe Beimengung von Orthoklas erzeugt, der sich innig mit Quarz verbindet. Tritt dagegen der Feldspath porphyrisch hervor, so müssen solche Gesteine besser umständlich als helle Glimmerschiefer mit porphyrischem Feldspath oder als heller Feldspathglimmerschiefer unterschieden werden; denn wenn auch die mineralische Zusammensetzung dieselbe ist wie im Gneißglimmerschiefer, so ist doch die Structur eine so auffällige, daß man ohne Weiteres eine besondere Art der Entstehung für ihn vermuthen darf. Dieses Gestein giebt eines der vortrefflichsten Beispiele, wie man Gesteine nicht nur nach ihrer mineralischen Zusammensetzung definiren darf, sondern wie man dabei auch die Structurverhältnisse auf das Genaueste in Anschlag bringen muß.

§ 27. Der Granatmuscovitfels stellt eine sehr quarzarme Varietät des hellen Granatglimmerschiefers dar; das mittel- bis feinkörnige Gestein besteht fast nur aus rothem Granat und weißem Muscovit und läßt meist eine deutliche Parallelstructur vermissen. Er ist im sächsischen Erzgebirge mehrorts in kleineren Lagern bekannt und erweist sich als geologisch dem sog. rothen (Muscovit-) Gneiß verwandt.

§ 28. Sericitschiefer sind solche Gesteine, die bei stark ausgeprägter, meist etwas flaseriger Structur einen hellen Glimmer vom Habitus des Sericites neben vorherrschendem bis sehr zurücktretendem Quarz enthalten. Solche Gesteine gehören namentlich den oberen Horizonten der archäischen Periode an; man hat den Namen aber auch mit Vorliebe für Gesteine verwendet, für welche man ein weniger hohes Alter in Anspruch nimmt. Jedenfalls bilden die Sericitschiefer eine besondere Abart des hellen Glimmerschiefers, die unterschieden werden muß. Das Auftreten von Quarzen, welche sich durch Größe und Flüssigkeitseinschlüsse von denen der Hauptmasse unterscheiden, die öfter vorhandene geringe Beimengung von rhomboedrischen Carbonspäthen, das Fehlen des Granates sind neben der feinfaserigen Structur des Sericites und der innigen Verfilzung der Blättchen (und vielleicht Nädelchen) desselben charakteristische Eigenthümlichkeiten. Der Sericitschiefer zeigt nahe Beziehungen zu Porphyroiden einerseits und zu Phylliten andererseits.

§ 29. Chloritglimmerschiefer enthält neben Muscovit so viel Chlorit,

daß das Gestein eine grüne Gesammtfarbe annimmt. Granaten, scharf krystallisirt, pflegen nur geringe Größe zu erreichen; Biotite stehen bisweilen quer gegen die flaserige Parallelstructur. Auch ganz ebenschiefrig kann das Gestein werden; bei feinem Korn nähert es sich dann dem Phyllit.

§ 30. Paragonitschiefer, die vielleicht ausschließlich Natronglimmer führen, sind bisher nur von wenigen Punkten bekannt. So vom Südfuße des St. Gotthard. Große Cyanit- und Staurolithprismen geben hier dem weißen Gesteine einen besonderen Charakter. Eine andere Varietät daselbst führt neben dem Paragonit noch einen dunkelen, eisenreichen Glimmer. Ein ebenfalls dunkelen Glimmer führender Paragonitschiefer von der griechischen Insel Syra enthält nach *Luedecke* Cordierit in ziemlicher Menge, auch Cyanit und Staurolith.

§ 31. Graphitglimmerschiefer enthält in gleichmäßiger Vertheilung Graphitschüppchen in meist nicht sehr bedeutender Menge, sowohl neben Biotit als neben Muscovit. Er findet sich ziemlich selten, z. B. im Odenwalde.

§ 32. Eisenglimmerschiefer enthält Eisenglanz in dünneren und dickeren Blättchen als Vertreter der Glimmer und weicht daher in seinem ganzen Habitus sehr von den übrigen Glimmerschiefern ab. Er findet sich in Brasilien und Südcarolina und ist goldhaltig wie der Itacolumit.

§ 33. Magnetitglimmerschiefer enthält reichlich Körner und Kryställchen von Magnetit, zum Theil in Lagen in einer hauptsächlich aus Biotit und Quarz bestehenden schiefrigen Masse.

§ 34. Cyanitglimmerschiefer enthält nach *E. Weber* bei Gaggenau im Schwarzwalde sehr reichlich farblosen Cyanit in breiten stengeligen Aggregaten, und neben hellem und dunkelem Glimmer führt er auch etwas Feldspath und zahlreiche kleine Körner von Granat. Nur accessorisch erscheint der Cyanit sehr häufig in dunkelen Glimmerschiefern im niederösterreichischen Waldviertel, dort ausgezeichnet durch Reichthum an Einschlüssen.

§ 35. Weit häufiger als Cyanit sind in Glimmerschiefern die beiden anderen Modificationen der kieselsauren Thonerde. Sillimanitglimmerschiefer, resp. Fibrolithglimmerschiefer, wohl stets mit zwei Glimmern, schließt sich in seinem ganzen Habitus den dieses Mineral führenden Gneißen an, ist auch selbst öfters feldspathführend. Sillimanit in bis mehre mm dicken, bisweilen etwas gebogenen Säulchen ist bisher wohl nur in Nord-Amerika (Connecticut und New-York) gefunden worden.

§ 36. Andalusitglimmerschiefer besitzt eine ziemlich große Verbreitung in Deutschland und sonst. Der Andalusit bildet einzelne säulenförmige Krystalle ohne Endausbildung, die 3—4 cm lang werden können, oder büschelförmige Aggregate; sehr oft ist er auch nur in undeutlichen Säulchen ausgebildet und mit dunkelem oder weißem Glimmer innig verwachsen. Letzterer ist bisweilen aus dem Andalusit hervorgegangen; sonst wandelt sich dieser auch in steinmarkähnliche Masse um. Der Andalusit schließt sehr gern Quarzkörnchen ein, auch Eisenglanz; ja letzteren so reichlich, daß er makroskopisch ganz schwarz erscheint. Wie fast alle im Glimmerschiefer vorkommenden Mineralien in Säulenform, so erweist sich auch der Andalusit bisweilen zerbrochen mit durch Quarzmasse mit oder ohne Glimmer verkitteten Stücken. Die Andalusitglimmerschiefer enthalten meist auch noch andere Mineralien in nicht unbedeutender Menge accessorisch. So namentlich Granat und Staurolith.

§ 37. Der Staurolith allein oder in Gesellschaft von Granat tritt bisweilen so reichlich auf, daß man das Gestein Staurolithglimmerschiefer nennen muß. Meist enthält dasselbe sowohl dunkelen als hellen Glimmer; doch kommt Staurolith sowohl im reinen Biotitschiefer wie im hellen Glimmerschiefer in reichlicher Menge vor. Die Staurolithe erscheinen in scharf krystallisirten Prismen, auch mit Flächen an den Enden der Verticalaxe, und in Durchkreuzungszwillingen, aber auch in wenig gut geformten Körnern. Zerbrochene Krystalle kommen gleichfalls vor. Fast stets sind die Staurolithe von Quarzkörnern oder Eisenglanz stark erfüllt; die Zersetzung schreitet in einer Weise vor, die lebhaft an die Umwandlung des Olivines in Serpentin erinnert. Je nach der Art der Glimmer können die Staurolithglimmerschiefer flaserige bis schuppige Structur aufweisen.

§ 38. Hornblendeglimmerschiefer sind solche Glimmerschiefer zu nennen,

die dunkelgrüne bis schwarze Hornblendenadeln in den Glimmerlamellen und auf den Schichtungsflächen eingesprengt enthalten; sie finden sich nur selten. Glaukophanglimmerschiefer kommt auf der griechischen Insel Syra im ägäischen Meere und auf der Insel Groix an der Südseite der Bretagne vor.

§ 39. Auch der Epidotglimmerschiefer ist ein ziemlich seltenes Gestein. In den Muscovitlamellen und -membranen stellen sich nach der Orthodiagonale gestreckte Epidotsäulchen von geringer Größe ein, daneben findet sich etwas Biotit, Kalkspath und Titanit. *R. Küch* beschrieb solche Schiefer aus dem westafrikanischen Schiefergebirge im Congogebiete; sie finden sich auch am St. Gotthard. In dem meist dünnblätterigen Glimmerepidotschiefer, der sich hier anreihen läßt, herrscht zum Theil Epidot vor dem meist grünen Biotit vor. *H. v. Foullon* beschrieb derartige Schiefer aus den Radstädter Tauern.

§ 40. Der Calcitglimmerschiefer (meistens, aber weniger gut, „Kalkglimmerschiefer" genannt) führt wohl in allen Fällen nur hellen Kaliglimmer und enthält als charakteristischen Gemengtheil überdies Kalkspath in Körnern oder Rhomboedern in enger Verbindung mit dem Quarz, bisweilen in beträchtlicher, aber wechselnder Menge. Außer Calcit treten auch andere rhomboedrische Carbonspäthe in solchen Gesteinen auf. Solche Schiefer sind namentlich in den Alpen sehr weit verbreitet und dort zum Theil jünger als archäisch.

9. Genetisches. § 41. Die Glimmerschiefer sind stets holokrystallinische Gesteine. Es gilt für sie somit im Allgemeinen in Bezug auf ihre Entstehung dasselbe wie für die Gneiße. Ihre gute Parallelstructur, ihre Schichtung, die häufige Wechsellagerung mit anderen schieferigen Gesteinen sprechen für Ablagerung des Materials zur Bildung der Glimmerschiefer im Wasser. Dazu kommt noch die Einlagerung von halbklastischen Gesteinen in den archäischen Gebieten (siehe unter Familie der Sandsteine) und die Wechsellagerung jüngerer Glimmerschiefer mit halb oder ganz klastischen Gesteinen. Für die Beurtheilung der paragenetischen Verhältnisse der mineralischen Bestandtheile der Glimmerschiefer fehlt es noch sehr an chemischen Analysen. Daß chemische Kräfte bei der Bildung der Glimmerschiefer sehr stark im Spiele waren, ist unzweifelhaft; vielleicht haben auch mechanische Kräfte mitgewirkt. So bei der structurellen Faltung. *Sorby* glaubt nachweisen zu können, daß das Material zur Bildung der Glimmerschiefer sich bisweilen mit discordanter Parallelstructur abgelagert habe.

§ 42. Ueber eine nachträgliche Metamorphosirung der Glimmerschiefer im Contact mit anogenem Granit ist bisher noch Nichts veröffentlicht worden, doch kommt sie vor. So im Riesengebirge, wo sich um den Granitit mehrorts eine schmale Zone metamorphosirter Glimmerschiefer erkennen läßt; als Neubildung stellt sich der Andalusit ein; die Structur der Gesteine gleicht der der später zu beschreibenden Cornubianite.

VI. Familie der Chlorit- und Talkgesteine.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O.
1.	53.28	4.43	5.79	1.04	29.85	1.51	—	—	2.60 Glv.
2.	35.90	0.89	11.30	—	24.14	0.67	1.09	0.23	6.10
3.	31.54	5.44	10.18	—	41.54	—	—	—	9.32

1. Talkschiefer von Zöptau in Mähren. 2. Topfstein von Pontresina bei Chiavenna, mit Cr_2O_3 0.23; $CaCO_3$ 2.30; $MgCO_3$ 17.85; $FeCO_3$ 1.20; Spuren von TiO_2 und MnO. 3. Chloritschiefer aus dem Pfitschthal in Tyrol; das Gestein ist ziemlich reich an Rutil, dessen Titansäure die Analyse nicht berücksichtigt hat.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Wohl zu keiner anderen Familie sind Gesteine öfter fälschlich gerechnet worden als zu den Chlorit- und Talkgesteinen. So wurden Chloritschiefer dunkele, oft nur wenig Chlorit enthaltende Schiefer genannt, die aber Phyllite sind oder zu den Grünschiefern gehören. Zum Talkschiefer hat man noch freigiebiger Schiefer gerechnet, die bald Sericit, bald Grammatit enthalten ohne eine Spur von Talk. Allerdings ist bisweilen der Talk auch sehr schwer anders als auf chemischen Wege zu erkennen. In den echten Talkschiefern bildet er innig mit einander verfilzte Blättchen von weißer bis grünlich weißer Farbe; sind dieselben ziemlich groß, so wird man sie auch an ihren physikalischen Eigenschaften erkennen. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als rein von Einschlüssen; bisweilen sind sie geknickt und gebogen, aber im Allgemeinen von Kaliglimmer ununterscheidbar.

§ 3. Chlorit kann wohl nur als Sammelname gelten; denn ob die dunkelgrünen Blättchen dem eigentlichen Chlorit, dem Ripidolith oder dem Pennin angehören, ist für die meisten Fälle noch unentschieden. So wird von *Kenngott* ein Penninschiefer aus den Alpen erwähnt. Unter dem Mikroskope erweisen sich die Chlorite ziemlich stark dichroitisch; sie beherbergen gern Mikrolithe anderer, zum Theil noch unbestimmter Mineralien.

§ 4. Carbonspäthe sind in den Talk- und Chloritgesteinen nicht nur sehr häufige Gäste, sondern öfter auch wesentliche Gemengtheile. Dolomit und Magnesit scheinen häufiger zu sein als Calcit; sie bilden oft scharf begrenzte Rhomboeder von ziemlich bedeutender Größe bis hinab zu mikroskopisch kleinen; auch unregelmäßig begrenzte und mit anderen Mineralien stark durchwachsene Körner sind in den an Carbonspäthen reichen Vorkommnissen nicht selten.

§ 5. Von anderen Mineralien, welche nicht selten accessorisch vorkommen, sind zu erwähnen: Magneteisen, Eisenkies, Turmalin, Strahlstein (letztere beiden bisweilen in zerbrochenen und gebogenen Prismen), Feldspäthe, Quarz, Rutil und Granat.

3. Structur. § 6. In den Talk- und Chloritgesteinen ist die Parallelstructur meist ausgeprägt, sei es durch parallele Lagerung der Blättchen von Chlorit und Talk, sei es durch Wechsellagerung dünner Schichten von verschiedener mineralischer Zusammensetzung. Eine gut schiefrige Structur weisen manche Talkschiefer auf. Die vornehmlich aus Chlorit bestehenden Gesteine haben dagegen meist eine schuppig dickschiefrige Structur. Durch Einsprenglinge, namentlich von Carbonspäthen, entsteht bisweilen ein porphyrischer Habitus.

4. Lagerung. § 7. Chlorit- und Talkgesteine finden sich in Schichten oder Linsen zwischen anderen geschichteten Gesteinen und

gehören meist den höheren Horizonten der archäischen Schichtenreihe an; sie wechsellagern mit Amphiboliten und Glimmerschiefern und mögen, wie letztere, bisweilen auch jüngeren Alters sein. Fast immer sind Talk- und Chloritgesteine räumlich sehr beschränkt.

5. Arten. § 8. Talkschiefer ist ein meist gut schiefriges Gestein, welches bisweilen allein aus Talkblättchen besteht, öfter aber noch Chlorit, wohl auch Glimmer und Carbonspäthe beigemischt enthält; Quarz und Feldspath stellen sich wahrscheinlich auch in echten Talkschiefern ein. Die Talkschiefer sind meist mittelkörnige Gesteine; es giebt jedoch auch fast dichte steatitähnliche Varietäten. Beachtenswerth ist das Vorkommen von Olivinen (Glinkit zum Theil) in accessorischen Körnern und bis faustgroßen Stücken im Ural und in den Alpen, auch zu Conradsreuth im Fichtelgebirge.

§ 9. Chloritschiefer enthält neben Chlorit meist noch andere Mineralien, wie Quarz, Strahlstein, Glimmer, Epidot. Magnesit ist sehr häufig beigemengt; Carbonspäthe erscheinen auch in größeren Linsen dem Chloritschiefer eingelagert. Quarzige Chloritschiefer sind solche Gesteine zu nennen, welche bei schiefriger Structur neben Chlorit eine bedeutende Menge Quarz enthalten, denen aber eine stärkere Beimengung von Amphibolen oder von Epidot fehlt; solche Gesteine scheinen jedoch selten zu sein.

§ 10. Topfstein (Giltstein, Lavezstein) ist ein inniges, filzig-schuppiges Gemenge von Talk, Chlorit, Carbonspäthen, Grammatit, bisweilen auch Quarz oder weißem Kaliglimmer. Die Topfsteine haben meist dunkele Farbe, lassen sich mit dem Messer und auf dem Drehstuhl schneiden und werden zu feuerbeständigen Geschirren und Oefen verarbeitet. Wahrscheinlich haben sich im Topfstein noch mancherlei Zersetzungsprocesse der Gemengtheile abgespielt, die durch Bildung faseriger Mineralien die Zähigkeit des Gesteins noch vermehrt haben.

§ 11. Zu dieser Familie gehören wohl auch folgende Gesteine: Listwänit nannte *G. Rose* ein uralisches Gestein, aus Quarz, Talk und eisenhaltigem Bitterspath bestehend, von körnig schiefriger Structur. Dolerine in den penninischen Alpen ist ein chlorit- und feldspathhaltiger Talkschiefer. Der weißlich grüne bis grünschwarze Rensselaerit oder Pyrallolithfels, in Nord-Amerika in Gesellschaft von Kalkstein im Gneiße eingeschaltet auftretend, ist wahrscheinlich ein pyroxenhaltiges Talk- oder Steatitgestein.

VII. Familie der Amphibolite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	59.21	1.16	—	2.40	20.81	14.08	—	—	1.81	
2.	55.99	10.02	1.39	4.30	8.66	10.49	1.29	1.14	1.63	
3.	53.37	10.38	4.50	—	1.62	25.80	—	—	—	
4.	52.30	13.00	—	6.75	21.50	15.00	—	—	3.11	Glv.
5.	49.96	13.45	4.29	7.27	11.02	8.14	2.60	1.65	1.71	
6.	48.65	16.42	18.62	4.69	2.32	7.16	0.89	0.56	0.21	Glv.
7.	48.50	19.00	—	9.94	2.60	12.30	5.20	1.90	0.69	Glv.
8.	47.30	16.86	1.69	5.61	11.32	13.27	4.27	0.40	—	
9.	46.71	4.31	8.02	18.07	2.05	14.76	2.41	—	0.50	Glv.
10.	42.53	10.06	17.54	—	2.27	9.24	—	3.62	0.52	Glv.
11.	41.81	23.89	4.20	5.54	6.15	13.79	1.11	1.13	2.96	

1. Weißer Nephrit von Jordansmühl am Zobten in Schlesien, mit MnO 0.80. **2.** Hornblendegneiß aus dem Steinthal am Kyffhäuser, mit CO_2 3.84 und Spuren von TiO_2, MnO, BaO, SrO, CuO. **3.** Skapolith-

fels von Canaan, Connecticut, U. S. A., mit CO_2 4.00. **4.** Aktinolithschiefer von St. François in Canada, mit Spur von NiO. **5.** Feldspäthiger Strahlsteinfels aus dem Schwapbach-Thal im Schwarzwald, mit P_2O_5 0.61; Spuren von Cl und MnO. **6.** Magnetitreicher, quarziger Amphibolit von Miltitz im Triebischthal in Sachsen. **7.** Schiefriger, feldspäthiger Amphibolit vom Hulochhof bei St. Peter im Schwarzwald. **8.** Zoisitamphibolit vom Loisberg bei Langenlois in Nieder-Oesterreich, mit TiO_2 0.45. **9.** Amphibolit vom Treppenstein unfern Mähring, O. von Tirschenreuth in der Oberpfalz, mit TiO_2 2.80. **10.** Granatamphibolit (sehr reich an Granat) vom Scharfbrand bei Abertham im böhmischen Erzgebirge, mit Cr_2O_3 1.83; Mn_2O_3 0.62; SnO_2 1.81 (!). **11.** Anorthitamphibolit von der Rothenburg im Kyffhäusergebirge, mit TiO_2 0.79; und Spuren von P_2O_5, MnO, BaO, SrO.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Von allen Gemengtheilen der Amphibolite ist der wichtigste und meist auch quantitativ vorherrschende der Amphibol; es finden sich fast alle Varietäten desselben, die sich zunächst an der Farbe entweder makroskopisch oder nur mikroskopisch unterscheiden lassen. Der farblose Grammatit ist nicht häufig Gesteinsgemengtheil; Aktinolith von hellgrasgrüner bis dunkelgrüner Farbe findet sich als vorwaltender Gemengtheil einiger hierher gehörigen Gesteine. Die meisten Amphibole gehören aber zur gemeinen Hornblende, die dunkelgrüne bis schwarze Farbe aufweist. Ziemlich allgemein scheint der Satz *v. Gümbel's* Geltung zu haben, daß die Hornblenden in jüngeren Formationen durch lichte Farbe ausgezeichnet sind. Unter dem Mikroskope erweisen sich die Hornblenden braun oder grün; die braunen haben nie die rein braune Farbe der sog. basaltischen Hornblende, sind vielmehr etwas unbestimmt grünlich-bräunlich; es kommen auch grüne Kerne in brauner Hornblende vor. Die grünen Hornblenden können einen sehr verschiedenen Farbenton und verschieden starken Dichroismus aufweisen. Jedenfalls deutet die verschiedene Färbung Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung an. So ist noch beachtenswerth eine ziemlich lichte Hornblende mit starkem Dichroismus und den Farben gelbgrün, blaugrün und rein grasgrün; sie steht wohl schon ziemlich nahe dem Glaukophan, der natronreichen Hornblende, mit tief blauen und violetten Farben.

§ 3. Die Hornblenden erscheinen nur selten in Krystallform, und auch dann ist fast stets nur die Zone des vertikalen Prismas ausgebildet. In vielen anderen Fällen sind die Individuen nur nach der Vertikalaxe ausgedehnte, ungleichmäßig ausgebildete Säulen; in wieder anderen Fällen erscheinen nur ganz unregelmäßig begrenzte Körner. Zwillinge scheinen ungemein selten zu sein; häufig ist eine nahezu parallele Verwachsung zweier oder mehrer Individuen. Hieran schließt sich die Zerfaserung der Hornblende an den Enden der Verticalaxe, die Zusammensetzung etwas größerer Körner aus faserigen Individuen oder aus kleinen Körnern, die um einen sehr geringen Betrag von völlig paralleler Stellung abweichen. Flüssigkeitseinschlüsse sind im Strahlstein nachgewiesen worden, in dunkeleren Hornblenden aber nicht erkennbar oder nicht vorhanden. Von Mineralien erscheinen besonders opake Eisenerze, Rutil, Titanit, Epidot

als Einschlüsse, in geringerem Maße aber auch noch andere Gemengtheile. Eine Zerstückelung größerer Hornblenden läßt sich nur sehr selten wahrscheinlich machen.

§ 4. In vielen Amphiboliten erscheinen neben den Hornblenden vereinzelt oder auch in bedeutender Menge Pyroxene, und zwar Diallag, Omphacit und Salit. Als Salit kann man die farblosen bis lichtgrünen Augite mit guter Spaltbarkeit bezeichnen, ohne darauf Rücksicht zu nehmen, ob sie gerade genau die chemische Zusammensetzung der größeren, analysirten Pyroxene haben, welche zuerst Salit genannt wurden. Kleine Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht selten. Die Salite erscheinen fast stets in Form von dicken Körnern herab bis zu sehr kleinen Mikrolithen. Makroskopisch wird ihre Gegenwart sich nur selten und namentlich dann erkennen lassen, wenn sie in einzelnen Lagen die Hornblende ganz verdrängen. Der kräftig grün gefärbte Omphacit ist in den Amphiboliten nur selten gefunden worden. Diallag erscheint fast nur in Einsprenglingen bis von der Größe einer Faust und also schon im Handstück leicht erkennbar. Er erleidet bei der Zersetzung eine Uralitisirung.

§ 5. Der Quarz ist im Großen und Ganzen ein nur spärlich auftretender Gemengtheil der Amphibolite; er ist fast immer in einem und demselben Gestein in local wechselnder Menge vorhanden. Flüssigkeitseinschlüsse erscheinen meist spärlich, Einschlüsse anderer Gemengtheile, namentlich auch der Hornblende, sehr häufig. Fast überall, wo etwas größere Körner — in Krystallform tritt er wohl nie auf — erscheinen, zeigt er zwischen gekreuzten Nicols bei der Einstellung auf Dunkel ein geflecktes Aussehen, d. h. die einzelnen, mikroskopisch kleinen Theilstücke des Quarzes liegen mit ihren Hauptaxen einander nicht völlig parallel.

§ 6. Vom Quarz ist der Orthoklas in Amphiboliten ungemein schwer zu unterscheiden und mit ihm wohl oft verwechselt worden. Der Orthoklas ist im frischen Zustande farblos und wasserhell; er führt Einschlüsse wie der Quarz; die Spaltung ist in winzigen Körnern oft nicht vorhanden. Zwillingsbildung ist anscheinend selten. Wird er durch beginnende Zersetzung getrübt, so ist er mikroskopisch von Plagioklasen schwer zu unterscheiden; denn letztere erweisen sich oft auch nur als einfache Zwillinge oder mit wenigen sehr dünnen, eingeschalteten Zwillingslamellen versehen. Orthoklas und Plagioklas kommen zusammen vor; sehr oft aber waltet der letztere über ersteren weitaus vor. Mikroklin ist bisher in Amphiboliten nicht gefunden worden. Die Plagioklase sind sehr verschiedener Art; es sind Oligoklas, Labrador und Anorthit nachgewiesen worden; Albit aber wohl noch nicht. Zonaler Aufbau mit verschieden großer Auslöschungsschiefe von Kern und Rand oder randlichen Zonen ist in deutlichster Ausbildung keineswegs selten. Dieser Aufbau beweist zugleich, daß die betreffenden unregelmäßig rundlichen Körner nicht Bruchstücke sind. Im Allgemeinen haben die Feldspäthe nie eigene Formentwickelung aufzuweisen; sind auch noch die Körnchen sehr klein, so kann auch unter dem Mikroskop die Erkennung der Feldspathart ganz unmöglich sein.

§ 7. In einigen seltenen Fällen erscheint in Amphiboliten Skapolith gleichsam als Vertreter der Plagioklase; größere Individuen desselben schließen Hornblende, Granat u. s. w. reichlich ein und lassen sich an dem Seidenglanze der Spaltungsfläche leicht erkennen. Während ein solches Auftreten wohl nur local ist, erscheint er in einigen anderen Gesteinen als wesentlicher, ja als herrschender Gemengtheil.

§ 8. Ein chemisch ähnlicher Gemengtheil ist der Zoisit; er erscheint wohl stets in ziemlich langen, farblosen und stark glasglänzenden Prismen, von quer gegen die Verticalaxe gerichteten Spalten reichlich durchzogen; wo er sich einstellt, verschwindet der Feldspath.

§ 9. Biotit findet sich in manchen Amphiboliten nur in wenigen Blättchen beigemengt, in anderen Vorkommnissen dagegen sehr reichlich; er weist keine besonderen Eigenthümlichkeiten auf. Der Farbe nach zu urtheilen kommen sehr eisenreiche Glimmer in Amphiboliten nicht vor; Kaliglimmer erscheint nur ausnahmsweise, namentlich in solchen Gesteinen, die sich durch ihre mineralische Zusammensetzung den Eklogiten nähern.

§ 10. Granat, stets von schöner rother Farbe, ist ein sehr verbreiteter accessorischer bis wesentlicher Gemengtheil der Amphibolite; er ist meist schon im Handstück in hirsekorn- bis erbsengroßen Körnern, seltener in Rhombendodekaedern zu erkennen; noch ist keine Gesetzmäßigkeit bekannt, in welchen Fällen er Krystallform annimmt. Die Granaten enthalten fast immer eine große Menge von Hohlräumen, von kleinen Quarzen zum Theil in der Form des Wirthes, von Körnern und Säulchen von Hornblende, von Rutil, Erzen, Feldspäthen u. s. w. Die Einschlüsse können sogar den Granat an Masse überwiegen, so daß schließlich ein Netzwerk von Granat zwischen den übrigen Gemengtheilen vorliegt. Bisweilen ist der Granat in ganz fetzenartigen Körnchen stellenweise zwischen den anderen Gemengtheilen vertheilt, so daß die Möglichkeit einer Zerstückelung desselben während des Bildung des Gesteins ins Auge gefaßt werden darf.

§ 11. Ungewöhnlich häufig und in zahlreichen Individuen ist der Titanit ein Gemengtheil der Amphibolite. Nur ausnahmsweise hat er Krystallform; meist sind es mikroskopisch kleine, spindelförmige Körnchen, die reichlich, manchmal in erstaunlich großer Menge, im Gestein verstreut sind. Die kleinen, meist sehr hellen, anscheinend farblosen Titanite haben die sonderbare Neigung, dichtgedrängte Gruppen zu bilden, die dann auch makroskopisch als hellgelbe Flecke wahrnehmbar sind; auffällig sind diese Anhäufungen, weil man einzelne größere Titanite an Stelle dieser keine anderen Gemengtheile einschließenden Aggregate erwarten möchte. Die Titanite enthalten bisweilen vereinzelt Rutil als Einschluß; sie selbst finden sich in ziemlich allen anderen Gemengtheilen als Einschluß. Zum Titanit gehören vielleicht auch stark lichtbrechende, rundliche Körnchen, welche opake Erzkörnchen, Magnetit oder Titaneisen allseitig umhüllen, ein Structurverhältniß, welches als primäre Vergesellschaftung anzusehen ist. Als sog. Leukoxen erscheint der Titanit auch secundär, aus Titaneisen hervorgegangen.

§ 12. Rutil in gelben bis rothbraunen Körnchen und Säulchen ist ebenfalls ein sehr häufiger Gemengtheil der Amphibolite; nicht selten ist er schon mit unbewaffnetem Auge sichtbar. Wie Rutil, so fehlen auch Eisenerze bisweilen gänzlich. Von letzteren sind Magnetit und Titaneisen am häufigsten vorhanden; weniger verbreitet ist Magnetkies; Eisenglanz erscheint in Körnern, sehr selten in rothen Blättchen; Eisenkies ist seltener. Alle Eisenerze erscheinen in rundlicher Form, oft aber auch ziemlich scharf krystallisirt; sie liegen sowohl zwischen den anderen Gemengtheilen als in denselben.

§ 13. Von anderen Mineralien, welche nur in geringer Menge in Amphiboliten auftreten, sind zu nennen: der allverbreitete Apatit in dicken Körnern, seltener in kurzen, sechsseitigen Prismen; er führt bisweilen deutliche Flüssigkeitseinschlüsse; Epidot mit der Neigung Krystallform anzunehmen hat in Amphiboliten nur beschränkte Verbreitung; Kalkspath kommt in einzelnen Körnern als primärer Gemengtheil hin und wieder vor; Chlorit ist sehr selten; Turmalin wird nur ganz ausnahmsweise gefunden.

Noch ist das Vorkommen von Olivin in Amphiboliten zu erwähnen; er wird von mehren Forschern angegeben, ist aber noch nicht mit völliger Sicherheit bestimmt. Man zählt dazu stark lichtbrechende, sehr schwach gefärbte oder farblose, rundliche Körner eines optisch zweiaxigen Minerals ohne Einschlüsse in mikroskopisch kleinen oder kaum unter der Lupe wahrnehmbaren Individuen.

3. Makrostructur. § 14. Die Structur der Amphibolite schwankt nur innerhalb wenig weiter Grenzen; die meisten Gesteine haben ein mittleres bis feines Korn, doch kommen auch grobkörnige Amphibolite nicht gerade selten vor, und andererseits gehören auch einige dichte Gesteine ihren Bestandtheilen und der Art ihres Auftretens nach hierher. Schiefrige Structur kann bei dem Fehlen eines glimmerartigen Minerals nur durch die Hornblendesäulchen erzeugt werden. Sie tritt demgemäß namentlich auch in hornblendereichen Gesteinen hervor; es liegen dann noch die Hornblenden sehr oft einander mit ihren Verticalaxen parallel, so daß die ganze Masse ein gewisses gestrecktes Aussehen hat. Ob diese Streckung mit der am Gneiße bisweilen vorkommenden identisch ist, erscheint zweifelhaft; doch fehlen auch noch genauere Angaben über die Anordnung der Hornblenden in Bezug auf Lagerungsverhältnisse. Parallelstructur wird aber sehr häufig auch durch einen lagenweisen Wechsel der Gemengtheile erzeugt. Solche Lagen setzen sich bisweilen nur aus einer einzigen, an einem Gemengtheile besonders reichen Schicht zusammen; aber diese Lagen sind öfter dicker, einige mm oder cm mächtig, ja sie erreichen noch größere Mächtigkeit. So geben Amphibolite oftmals ausgezeichnete Beispiele für gebänderte Structur.

§ 15. Mancherlei Uebergangsstadien führen von der schiefrigen Structur zur rein massigen, granitischen. Kommen solche Uebergänge in einem und demselben geologischen Körper vor, so wird man in der Regel finden, daß mit der Aenderung der Structur ein Wechsel in den Gemengtheilen Hand in Hand geht. So sind rein massige, feldspäthige

Amphibolite nicht selten von einer Schale schiefriger Amphibolite umgeben, in denen die Hornblende stark vorwaltet. Doch können auch solche sonst massigen Amphibolite stellenweise gute Parallelstructur aufweisen, namentlich auch derart, daß die einzelnen parallelflächigen Lagen eine nahezu richtungslos körnige Structur zeigen. Eine Abart dieser letzteren ist noch die sandig körnige Structur, welche dadurch erzeugt wird, daß alle vorherrschenden Gemengtheile annähernd gleich groß sind und möglichst rundliche Form aufweisen.

§ 16. Flaserige Structur haben Amphibolite, welche in engster geognostischer Verbindung mit Gabbro stehen. Hier wechseln kleine Partien von sehr feinkörnigen Hornblendeaggregaten mit Partien von ebenso reinen Feldspathaggregaten bei deutlicher paralleler Lagerung. Eine durchflochtene Structur kommt dadurch zu Stande, daß längliche, ellipsoidische oder kugelige Aggregate von Hornblende und Plagioklas von flaserigen, fast nur aus Glimmer bestehenden Partien umschlossen werden.

§ 17. Mit der körnigen sowohl wie mit der schiefrigen Structur verbindet sich auch die porphyrische. Vorherrschend sind es Feldspathkörner, welche dieselbe erzeugen, dann aber größere Diallage; in selteneren Fällen größere Individuen von Hornblende. Oefters ist auch die porphyrische Structur nur undeutlich, so daß die Gesteine nur gefleckt erscheinen; es sind dann meist Aggregate einzelner Gemengtheile, welche putzenartig verstreut sind. Die porphyrisch hervortretenden Gemengtheile können übrigens rein oder auch mit Einschlüssen anderer Gemengtheile versehen auftreten.

4. Mikrostructur. § 18. Ueber eine gesetzmäßige Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse wird nur einmal von *Becke* berichtet, daß der Quarz im Granatamphibolit von Preinreichs im niederösterreichischen Waldviertel Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen enthält, die ihn senkrecht zur größten Ausdehnung der Linse durchziehen und im ganzen Präparat parallel laufen.

§ 19. Pegmatitische Verwachsungen von Quarz mit Feldspäthen sind nicht gerade häufig; es finden sich bisweilen Individuen von Feldspath, die erfüllt sind mit zahlreichen rundlichen Einschlüssen von unter einander parallel orientirten Quarzkörnern. Auch eine pegmatitische Verwachsung von Feldspath mit stengeligen Hornblenden kommt vor. Ferner sind bisweilen Hornblende und Salit mit einander mit Axenparallelismus verwachsen oder auch durchwachsen.

§ 20. Centrische Structur findet sich sehr häufig, besonders an den Granaten. Letztere sind dann im Schliff von einer farblosen Zone von Quarz mit Feldspath umgeben, im Gestein aber allseitig umhüllt; in diese helle Hülle ragen dann wohl noch von außen her in radialer Stellung Hornblendestengel hinein. Gleichsam als Vertreter der Granaten findet man bisweilen rundliche Haufwerke von kleineren Individuen aller Gemengtheile ebenso von einem klaren Quarz-Feldspathkranze umgeben. Ferner gehört hierher die Umwachsung opaker Erzpartikeln durch Titanit(?). In einem Amphibolit von Tannhausen bei Bärnau in der Oberpfalz liegen einige mm große Knöllchen eines körnigen Skapolithag-

gregates in einer Hülle von Plagioklas, der noch zum Theil zonale Structur aufweist. Daß die Granaten im Centrum reicher sind an Einschlüssen als am Rande, ist eine ganz gewöhnliche Erscheinung.

5. Accessorische Bestandmassen. § 21. Linsen von Quarz kommen in Amphiboliten ebenso vor wie in den Glimmerschiefern, sind aber lange nicht so häufig wie in letzteren; viele Amphibolite entbehren ihrer gänzlich. Daß die Quarzlinsen die Parallelstructur durchqueren können, erwähnt *Kalkowsky*. Dagegen sind Linsen aus vorwaltendem, grobkörnigem Feldspath etwas häufiger, ferner Linsen von mancherlei anderen Gemengen von Hornblende, Pyroxen u. s. w. Hier aber bleibt es zweifelhaft, ob solche Massen noch als accessorisch, d. h. immerhin wesentlich zum Amphibolit selbst gehörig zu betrachten, oder ob sie als kleine Einlagerungen anderer Gesteine aufzufassen sind. Etwas Allgemeines läßt sich hierüber nicht sagen; die Entscheidung bleibt der Beachtung der localen Verhältnisse und auch der subjectiven Auffassung überlassen.

§ 22. Gangartige Ausscheidungen, sog. Primärtrümmer, sind in Amphiboliten auch nicht gerade häufig. Gänge von Pegmatit, „die netzförmig wie Auskrystallisationen in offenen Erstarrungsspalten der massigen Hornblendegesteine nach allen Richtungen das Gebiet durchziehen", erwähnt *F. v. Hochstetter* als charakteristisch im nördlichen Theile des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges. So berichtet er auch, daß am Rothenberge bei Wottawa Zoisit in Adern in ansehnlichen Massen den Amphibolit durchzieht. Viele der mächtigen Apatitgänge des südlichen Norwegens finden sich in Amphiboliten.

6. Lagerung. § 23. Alle Amphibolite treten nur in Lagern oder größeren und kleineren Linsen auf; sie sind stets anderen geschichteten Gesteinen concordant eingelagert. Es ist dabei nicht außer Augen zu lassen, daß bei starker Windung und Faltung der die Amphibolite einschliessenden Gesteine bisweilen auch Lagerungsverhältnisse auftreten können, welche eine gewisse Aehnlichkeit mit durchgreifender Lagerung zu Stande kommen lassen. Structurelle Faltung kommt auch bei Amphiboliten vor; an den meist sehr dunkelen Gesteinen ist sie aber schwer zu erkennen und es bedarf darüber, wie überhaupt über die Beziehungen zwischen Lagerung und Structur noch vielfach weiterer Forschungen. Nur ein Verhältniß ist schon mit Sicherheit erkannt, nämlich daß auch gar sehr kleine Einlagerungen von Amphiboliten in Gesteinen mit stark ausgeprägter Parallelstructur eine unvermittelt auftretende rein richtungslos körnige Structur aufweisen können.

§ 24. Die Amphibolite gehören vorzugsweise der oberen Stufe der Gneiß- und Glimmerschieferformation an, doch erscheinen sie auch in höheren Horizonten bis ins Cambrium hinein (letzteres z. B. im östlichen Thüringer Walde); über noch jüngere Amphibolite gilt dasselbe wie über jüngere Glimmerschiefer. Es ist unzweifelhaft, daß es allgemeine Relationen zwischen dem Alter der Amphibolite und ihrer mineralischen Zusammensetzung giebt, doch läßt sich zur Zeit hierüber noch nichts Allgemeines mittheilen. In beschränkten Gebieten wird man leicht finden,

daß verschiedenen Horizonten verschiedene Arten von Amphiboliten eigen sind.

§ 25. Amphibolite finden sich in den archäischen Gebieten in dreifach verschiedener Weise. Zuerst erscheinen sie in sehr kleinen oder auch in größeren Linsen oder Lagern, aber nur vereinzelt zwischen glimmerhaltigen Gesteinen. Ferner kommen Amphibolite in Lagern oder großen Linsen, in großer Zahl schwarmweise auftretend, vor. Die einzelnen Massen liegen dann sowohl neben als über einander in den herrschenden Glimmergesteinen ziemlich regellos verbreitet, und es läßt sich nicht etwa ein engbegrenzter Horizont feststellen, dem sie hauptsächlich angehören. Zum Dritten treten Amphibolite in der Weise auf, daß sie auf große Strecken die herrschenden Gesteine bilden, denen gegenüber glimmerführende Felsarten die Rolle untergeordneter Gebirgsglieder spielen. Beispiele eines derartigen Auftretens liefern die Gebiete von Ronsperg und vom Hohen-Bogen an der bayerisch-böhmischen Grenze.

§ 26. Es ist auch beachtenswerth, daß Amphibolite bisweilen ohne allen Uebergang scharf an Glimmergesteinen absetzen; auch bei mehrfacher Wechsellagerung kommt ein abrupter Wechsel der Gemengtheile in den verschiedenen Schichten vor. Andrerseits findet bisweilen auch ein ganz allmählicher Uebergang zwischen Amphiboliten und vielen anderen katogenen Gesteinen statt; besonders finden sich allmähliche Uebergänge in dunkele Glimmerschiefer.

7. Zersetzung. § 27. Die massigen Amphibolite weisen eine unregelmäßig polyedrische Zerklüftung auf; bei Parallelstructur pflegen die Kluftflächen auf ersterer senkrecht zu stehen. Von der Oberfläche und diesen Klüften her findet eine Zerstörung der Amphibolite statt, und es bleiben namentlich bei den massigen Vorkommnissen rundliche Blöcke, unzersetzte Kerne zurück, welche oft die allein der Beobachtung zugänglichen Theile eines Lagers sind. Meist geht mit der Zersetzung der Gemengtheile eine raschere Auflösung des Gesteines in Grus und Sand vor sich; es sind namentlich die sandig körnigen Amphibolite, welche ganz besonders leicht zu Sand zerfallen. Manche Amphibolite sind aber auch nur sehr schwer zersetzbar, so daß sie Felsen und Riffe bildend über ihre Umgebung emporragen.

§ 28. Bei der Zersetzung liefern die Feldspäthe wie gewöhnlich kaolin- oder glimmerartige Mineralien; wenn sie kalkreich sind auch kohlensauren Kalk, welcher oft schmale Klüfte bekleidet. Die Hornblende liefert bei der Zersetzung namentlich Brauneisen und im Verein mit den Feldspäthen Epidot; als secundäres Mineral findet er sich oft auf Klüften, die das Gestein netzförmig durchschwärmen, in kleinkörnigen und derben Massen. So kommen auch Prehnit, Stilbit, Desmin und andere Zeolithe vor. Das gewöhnlichste Zersetzungsproduct der Granaten ist ein chloritartiges Mineral; das Titaneisen geht bisweilen wie in den Eruptivgesteinen in Leukoxen über.

§ 29. Amphibolite, welche arm an Thonerde sind, z. B. Aktinolithschiefer, erleiden eine Serpentinisirung ihrer Hornblende. Diese geht nämlich vom Rande und von Spaltungsflächen her in ein hellgrünes

faseriges Magnesiahydrosilicat über, welches dann ein Fenstergittern ähnliches Netzwerk bildet, dessen Maschen noch von frischer Hornblende oder von einem wirren Aggregat schwach doppeltbrechender secundärer Masse ausgefüllt werden. Größere Blättchen von Chlorit sind wahrscheinlich auch Neubildungen; secundär ausgeschiedene Erzschnüre fehlen. Ein solches Gestein hat makroskopisch ganz den Habitus wie die anderen später zu erwähnenden Serpentine und ist im besonderen als Amphibolit-Serpentin zu bezeichnen.

8. Arten der Amphibolite. § 30. Die Amphibolite besitzen eine ungemein große Variabilität der mineralischen Zusammensetzung bald mit, bald ohne Aenderung der Structur. Bei auch nur geringer Abänderung des relativen Mengenverhältnisses der constituirenden Mineralien können die Gesteine einen ganz anderen Habitus aufweisen; aus geologischen Gründen wird man daher bisweilen noch andere Arten unterscheiden müssen als die anzuführenden. Doch wird darauf zu achten sein, ob das betreffende Mineralgemenge wirklich als selbständiges Gestein oder nur als locale Abänderung, die vielleicht auf eine Lage beschränkt ist, aufzufassen sei. So kommen in Granat-Amphiboliten bisweilen Lagen vor, die ohne Hornblende nur aus Feldspäthen und eingestreuten Granaten bestehen. Solche Massen als besondere Gesteine aufzufassen, ist nicht empfehlenswerth, wohl aber hat man auf ihr Erscheinen zu achten.

§ 31. Hornblendefels und Hornblendeschiefer nennen wir diejenigen Amphibolite, welche ausschließlich oder ganz vorherrschend aus gemeiner Hornblende bestehen. Solche Gesteine sind (ganz entgegen der Ansicht früherer Zeiten) sehr selten; meist enthalten die Amphibolite etwas Feldspath, seltener Quarz.

§ 32. Aktinolithschiefer sind meist dickschiefrige Aggregate von vorherrschendem Strahlstein von hell- bis dunkelgrüner Farbe, ebenfalls fast stets mit etwas Feldspath, Rutil und bisweilen mit Eisenerzen durchmischt. Magnetit kann so reichlich vorhanden sein, daß Magnetit-Aktinolithschiefer zu unterscheiden sind. Granat kommt in ihnen nur selten und spärlich vor. Die Strahlsteinstengel und Fasern pflegen einander mit den Verticalaxen annähernd parallel zu liegen, namentlich wenn sie ziemlich lang sind; büschelige Gruppirung kommt ebenfalls vor. Aktinolithschiefer finden sich vereinzelt fast in allen archäischen Gebieten. Die farblose Hornblende, der Grammatit, findet sich nur selten, weiße, feinfaserig schiefrige Gesteine, Grammatitschiefer bildend; sie treten namentlich in der Nähe und Gesellschaft von Kalklagern auf und führen den Kalkspath selbst als primären Gemengtheil.

§ 33. Nephrit ist nicht ein Mineral, sondern ein Gestein, das in Lagern zwischen anderen krystallinischen Schiefern auftritt. Er ist ein dichtes, dem bloßen Auge homogen erscheinendes hell- bis schwarzgrünes Aggregat von Aktinolithkörnchen und -fasern. Unter dem Mikroskop zeigen die oft gebogenen und strahlig gruppirten Fasern in Querschnitten den Spaltungswinkel der Hornblende. Neben den Amphibolen finden sich aber bisweilen auch Pyroxene, die durch Paramorphose in Hornblende übergehen. Eine schiefrige Structur der ganzen Masse ist unter dem Mikroskop nicht selten wahrzunehmen; durch Zersetzung bildet sich eine serpentinartige Substanz; accessorisch erscheint bisweilen Magneteisen. *Arzruni* zeigte, daß die Vorkommnisse aus verschiedenen Gebieten sich an ihrer Mikrostructur unterscheiden lassen. Ausstehend findet sich der Nephrit in Turkestan, in Alaska und am Zobtenberge in Schlesien, wo er nach *H. Traube* bei Jordansmühl zwischen Serpentin und Granulit eingelagert erscheint.

§ 34. Der Glaukophan findet sich in Amphiboliten nicht vereinzelt, sondern, wenn er vorkommt, als allein herrschender Amphibol; doch sind Glaukophanschiefer zu nennende Gesteine nur sehr spärlich vorgefunden worden.

§ 35. Hornblende verbindet sich auch allein mit Quarz zu Quarzamphibolit. Hierzu treten bisweilen noch andere Gemengtheile in geringer Menge, namentlich auch Feldspath, Magnetit und Epidot. Dieser Amphibolit ist mittel- bis feinkörnig und wird auch ganz dicht; in Siebenbürgen fanden *v. Hauer* und *Stache* Biegungen und selbst zickzackförmige Faltungen der Lagen.

§ 36. Treten neben Quarz in ungefähr gleicher Menge auch Feldspäthe in dem Gesteine auf, so kann man dasselbe Hornblendegneiß nennen; die Structur

desselben ist nicht selten richtungslos körnig, doch kommt daneben wohl immer auch Parallelstructur vor. Will man genauer nur diejenigen Gesteine, in welchen Hornblende den Glimmer zum größeren Theil vertritt, die aber doch ein mit Parallelstructur ausgerüstetes gneißartiges (also Quarz und Feldspath innig gemischt und von Hornblende durchzogen) Gefüge haben, als Hornblendegneiß bezeichnen, so bleibt für das gleichmäßige und oft richtungslos körnige Gemenge aus Quarz, Feldspath und Hornblende nur die Bezeichnung als Quarz-Feldspath-Amphibolit übrig.

§ 37. Am weitesten verbreitet von allen Arten sind die feldspäthigen Amphibolite oder Feldspathamphibolite, oft fälschlich Diorit oder Dioritschiefer genannt. Neben der Hornblende erscheint bisweilen vorwaltend Kalifeldspath, doch sind solche Orthoklasamphibolite immerhin selten. Die vorwaltend plagioklasführenden Amphibolite lassen sich specieller als Oligoklas-, Labrador- oder Anorthitamphibolite bezeichnen, wenn die Feldspathart bestimmt werden kann. Eisenerze, Granat, Titanit, Rutil sind oft accessorische Gemengtheile dieser grob- bis feinkörnigen Gesteine mit oder ohne Parallelstructur. Lagenstructur durch an Feldspath arme und reiche Lagen kommt nicht selten vor. Eine porphyrische Structur ist nicht ungewöhnlich. Die Feldspäthe können auch in stark gerundeten Körnern bei gut schiefriger Structur der ganzen Masse eintreten und sich dann sehr auffällig vom Grunde abheben. Die für solche Gesteine gebrauchte Bezeichnung „variolitische Hornblendeschiefer“ ist nicht zutreffend; „porphyrartige Amphibolite“ wäre wohl der richtigste Name. Beachtenswerth sind die selteneren Anorthitamphibolite, die oft fälschlich als Corsit bezeichnet worden sind. Ein ausgezeichnetes grobkörniges Vorkommniss befindet sich am Nordfuße des Kyffhäusergebirges; die Feldspäthe haben hier gute Krystallform; sie liegen oft in großen Amphibolindividuen; Titaneisen erscheint accessorisch. In den Feldspathamphiboliten herrscht lagenweise bisweilen der Feldspath sehr stark vor; da aber ein solches weißes Feldspathgestein nirgends geologische Selbständigkeit gewinnt, so ist ein besonderer Name überflüssig. Als ein Extrem sind diejenigen localen Massen aufzufassen, welche ausschließlich aus einem Plagioklas bestehen, wie der dem Andesin nahe stehende Saccharit von Baumgarten bei Frankenstein in Mittelschlesien.

§ 38. Granatamphibolite bestehen aus Hornblende, dem sich bisweilen auch Salit oder Biotit zugesellt, und reichlichem Granat; daneben enthalten sie Quarz und Feldspath, aber in sehr zurücktretender Menge. Diese Gesteine sind nicht selten ziemlich grobkörnig, haben meist nur wenig ausgeprägte Parallelstructur und erscheinen bald nur als wenig mächtige Lagen und Schichten im feldspäthigen Amphibolit, bald bilden sie das herrschende Gestein. Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende nicht selten bräunlich; centrische Structur ist überall vorhanden. Eisenerze erscheinen recht oft accessorisch.

§ 39. Biotitamphibolite sind Gesteine von meist wenig beständiger Zusammensetzung; sie bilden den Uebergang von Amphiboliten zu Glimmerschiefern und es pflegt auch in der That das Erscheinen des Biotites von einem reichlicheren Auftreten des Quarzes begleitet zu sein.

§ 40. Salitamphibolite enthalten neben Hornblende reichlich einen farblosen oder blaßgrünlichen Pyroxen, während Quarz und Feldspäthe stark zurücktreten, ja bisweilen gänzlich fehlen. Das Gemisch von Salit und Amphibolit, welch letzterer im Schliff immer grüne Farbe aufweist, ist bald ein gleichmäßiges, bald sind die beiden Hauptgemengtheile lagenweise reichlicher vorhanden. Erscheint an Stelle des Salites ein grasgrüner Omphacit, so kann man das Gestein Omphacitamphibolit nennen; sind Feldspäthe reichlich beigemischt, so darf man sich vor der langen Bezeichnung „feldspäthiger Omphacitamphibolit“ nicht scheuen.

§ 41. Verhältnißmäßig selten sind Diallagamphibolite, welche porphyrisch Körner und Knollen von Diallag enthalten. Sie werden aus dem Granulitgebiete Sachsens und dem niederösterreichischen Waldviertel beschrieben; *v. Hochstetter* fand Amphibolite mit faustgroßen Hypersthenen (?) bei Eschelkam im böhmisch-bayerischen Grenzgebirge. Diese Gesteine erscheinen gleichsam als geologische Aequivalente der Gabbro, vergl. XI. Familie. Die Vorkommnisse im Waldviertel zeigen nach *Becke* in ihrer Structur Bemerkenswerthes. Gewöhnlich sind Hornblende, Diallag und Feldspath in mehren Individuen zu linsenförmigen Aggre-

gaten vereinigt; ferner treten bisweilen sehr ungleich große Individuen in den Gemengtheilen auf. Bei der Verwitterung zerfallen die Diallagamphibolite des Waldviertels in concentrisch schalige, aber unregelmäßig gestaltete Blöcke.

§ 42. Ein Gedritamphibolit ist bis jetzt nur von Hilsengaard bei Snarum, von der Kragerö und von Bamle im südlichen Norwegen und aus der Gegend von Helsingfors bekannt. Die Säulchen des Gedrites, eines rhombischen thonerdereichen Anthophyllites, weisen schönes, blaues Farbenspiel auf; unter dem Mikroskop erweisen sie sich einschlußfrei und lichtbräunlich gefärbt. Neben ihm tritt in gleicher Menge Amphibol auf. Außer diesen beiden Mineralien erscheinen aber auch Biotite, Feldspäthe, Eisenerze in wechselnder Menge; wie überhaupt diese Gesteine, bald gut schiefrig, bald mehr massig, einen sehr leicht wechselnden Habitus zeigen.

§ 43. Zoisitamphibolit ist ausgezeichnet durch die reichliche Einmischung von meist langen und schmalen Prismen von Zoisit, der makroskopisch nur selten deutlich unterscheidbar ist. Unter dem Mikroskop findet man, daß er meist Aggregate bildet, daß die langen Säulchen zahlreiche Quersprünge aufweisen und oft Einschlüsse beherbergen. Wo der Zoisit in großer Menge auftritt, fehlt gewöhnlich der Feldspath gänzlich. Außer Hornblende verbindet sich mit dem Zoisit noch Salit, ferner tritt sehr häufig Granat und Rutil auf. Die Structur dieser Gesteine kann eine sehr verschiedene sein; sie sind mehrorts im sächsischen Erzgebirge, im niederösterreichischen Waldviertel u. s. w. nachgewiesen worden.

§ 44. Epidotamphibolite mögen nur solche Gesteine genannt werden, welche bei nicht zu feinem Korn vorwiegend aus Hornblende und Epidot, etwa noch mit Feldspath oder Quarz, bestehen. Solche Gesteine scheinen nur selten zu sein; denn die meisten Gesteine mit vorherrschendem Epidot und Hornblende müssen wir zu der folgenden Familie der Grünschiefer rechnen.

§ 45. Skapolithamphibolit, Skapolithfels enthält als theilweisen Vertreter der Plagioklase in mehr oder minder reichlicher Menge den Skapolith; die fast nur aus Skapolith und Hornblende bestehenden Gesteine im südlichen Norwegen enthalten die mächtigen Mineralgänge, welche namentlich an Apatit reich sind. Hierher gehören auch die Passauit (d. h. Skapolith) führenden Orthoklasamphibolite der Gegend von Passau, die bei der Zersetzung mehr oder minder reine Kaoline liefern. Der Passauit liegt theils in langen, oft cm dicken Säulchen, die Feldspathmasse nach allen Richtungen durchquerend, theils büschelförmig, theils in unregelmäßigen putzenförmigen Ausscheidungen im Gestein; auch kommen größere linsenförmige Massen fast reinen feinkörnigen Passauites vor. Dünne weiße oder röthliche Skapolithlagen fand *Dalmer* im sächsischen Erzgebirge in zum Theil sehr augitreichen Amphiboliten.

§ 46. Calcitamphibolite, welche Kalkspath in gleichmäßiger Vertheilung als wesentlichen Gemengtheil enthalten, kommen nur ausnahmsweise einmal vor, namentlich in der Nähe von Kalklagern.

§ 47. Neben Erzlagern innerhalb der archäischen Schichtensysteme kommen mancherlei Gesteine vor, die bei deutlicher Parallelstructur Hornblende als einen wesentlichen Gemengtheil enthalten, daneben aber auch noch vielerlei andere Mineralien in wechselnder Menge führen. Insofern sich diese Gesteine zu keiner der vorstehenden Amphibolitarten nach ihrer Zusammensetzung und ihrem Habitus rechnen lassen, bezeichnen wir sie mit den schwedischen Bergmannsworten Skarn oder Bräcka.

§ 48. Polymikte Amphibolite bestehen aus kleinen und kleinsten, linsenförmigen Partien verschiedener, an Hornblende mehr oder minder reicher Gemenge, die zusammen ein mit deutlicher Parallelstructur ausgestattetes Gestein bilden. *H. Reusch* fand solche Gesteine südlich von Bergen in Norwegen und hielt sie für gepresste Conglomerate; manche Vorkommnisse sollen deutlich den conglomeratischen Habitus zur Schau tragen.

9. Genetisches. § 49. Die hier unter dem gemeinsamen Namen der Amphibolite zusammengefaßten Gesteine treten alle in Form von Lagern, hauptsächlich innerhalb der archäischen Formation auf; nur in wenigen Fällen, gehören sie auch in lagerförmigen Massen jüngeren Horizonten an. Demgemäß sind auch die Amphibolite in Bezug auf ihre

Entstehung wie Gneiße, Glimmerschiefer u. s. w. zu betrachten. Unter den Amphiboliten finden sich viele Arten, denen der mineralischen Zusammensetzung nach keine anogenen Gesteine vergleichbar nahe stehen; aber die feldspäthigen Amphibolite ähneln oft täuschend den Dioriten und Syeniten. Hierdurch veranlaßt hat man sie auch als Diorite aufgeführt, obwohl schon oft ihr sedimentärer Habitus betont worden ist. Wenn man erwägt, wie oft in der Wissenschaft eine falsche Benennung zu weiter gehenden Irrthümern Anlaß gegeben hat, so wird man sagen müssen, daß die Bezeichnungen Syenit, Diorit, Dioritschiefer u. s. w. für die feldspäthigen Amphibolite durchaus zu vermeiden sind.

Wie uns die Amphibolite (und auch die feldspäthigen Amphibolite) jetzt entgegentreten, sind sie allzumal concordant eingelagerte Gebirgsglieder eines mächtigen Schichtensystems von Gneißen, Glimmerschiefern etc. Eine Beobachtung, daß sie eruptiven Ursprungs seien, ist noch nirgends gemacht worden; dagegen hat man ihren eruptiven Ursprung aus ihrer mineralischen Zusammensetzung abgeleitet, aber ohne genügende Gründe. Daß das Material für die Amphibolite verschiedenster Art vielleicht einmal anogen emporgedrungen ist, läßt sich weder beweisen, noch a priori in Abrede stellen; wie uns aber die Amphibolite jetzt entgegentreten, haben sie nicht den Charakter anogener, sondern alle Kennzeichen katogener Gesteine. Von hohem Interesse sind namentlich auch die zuletzt erwähnten polymikten oder conglomeratischen Amphibolite, an deren archäischem Alter entgegen den Angaben von *Reusch* kaum gezweifelt werden kann.

VIII. Familie der Grünschiefer.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	54.42	15.32	5.01	6.95	3.84	7.49	5.77	0.94	0.51
2.	51.38	13.29	15.44	—	6.61	8.94	3.99	1.05	—
3.	47.14	14.78	18.91	—	9.59	2.88	0.16	6.16	—

1. Epidotischer Hornblende-Grünschiefer aus dem Thale der kleinen Striegis bei Hainichen in Sachsen, mit FeS_2 0.23. **2.** Grünschiefer von Molins in Graubünden. **3.** Grünschiefer, zwischen Molins und Marmels in Graubünden.

Grünschiefer sind noch sehr wenig Gegenstand chemischer Untersuchungen gewesen; auch die Analyse isolirter Gemengtheile wird wohl noch manches Neue ergeben.

2. Mineralische Zusammensetzung und Mikrostructur. § 2. Die Grünschiefer sind äußerst feinkörnige oder dichte Gesteine, deren Gemengtheile sich erst unter dem Mikroskope genau bestimmen lassen. Die Hornblende erscheint in den Grünschiefern nicht, wie oft in den Amphiboliten, in Körnern, sondern stets in dünnen und langen Säulchen und Nadeln, die nicht selten in der Säulenzone gut geformt sind, in den meisten Fällen aber doch in Querschnitten abgerundete oder flache Formen aufweisen; an den Enden der Verticalaxe sind krystallographische Flächen

kaum beobachtbar; die Säulchen endigen rundlich oder zerschlagen sich wohl auch in noch feinere Fäserchen. An Einschlüssen anderer Gemengtheile sind die Hornblenden im Allgemeinen arm, um so ärmer, je dünner die Säulchen sind. Die Hornblende der Grünschiefer hat nie braune Farbe; hellgrüne und sehr lichte Farben sind vorherrschend, so daß man sie im Allgemeinen als strahlsteinartig bezeichnen kann. Neben grünlichen Farben finden sich aber auch bläulich grüne Nüancen und diese leiten hinüber zu dem intensiv blauen, dichroitischen, natronreichen Glaukophan, der in Grünschiefern ungemein häufig ist. Manche Säulchen erweisen sich an einem Ende grün, an dem anderen blau, so daß eine scharfe Trennung von Glaukophan und gemeiner Hornblende in diesen Gesteinen unausführbar ist.

Die Hornblendesäulchen und Nädelchen liegen entweder ganz vereinzelt zerstreut, oder, was häufiger ist, sie vereinigen sich zu mehr oder minder parallel geordneten oder büschelförmig gruppirten Aggregaten, bald rein, bald mit Beimischung anderer Gemengtheile.

§ 3. Von Pyroxenen erscheint der Salit in eigentlichen Grünschiefern nur selten, namentlich in einzelnen größeren Individuen; Gesteine, in denen er häufiger vorkommt, werden zur folgenden Familie gerechnet. In Grünschiefern dagegen ist noch schwarzer, im Schliff bräunlicher Augit mehrfach nachgewiesen worden. Dieser Augit erscheint in ganz unregelmäßigen Körnern, meist auch porphyrisch und makroskopisch wahrnehmbar; nur selten tritt er in Krystallform auf. An Einschlüssen ist er arm; in einigen Vorkommnissen Schlesiens konnte Glaukophan als Einschluß nachgewiesen werden; sonderbare, opake Einschlüsse vermochte *Kalkowsky* nicht zu deuten. Von Sprüngen und Spalten sind die Augite meist reichlich durchzogen; sie fallen auch leicht der Zersetzung anheim und es entsteht aus ihnen Viridit und Epidot. Bisweilen geht dieser Zersetzung eine Uralitisirung voraus.

§ 4. Wie der Augit, so geht auch die Hornblende bei der Zersetzung in einen Viridit von chloritischem Habitus über; neben diesen meist in Salzsäure löslichen chloritartigen secundären Mineralien erscheint aber im Grünschiefer auch echter primärer Chlorit in tiefgrünen, unregelmäßig begrenzten Blättchen. Die Unterscheidung desselben vom secundären Viridit kann ungemein schwer sein; denn Farbe, Dichroismus und Brechungsvermögen sind in beiden nicht besonders verschieden; der Viridit weist jedoch eher Aggregatstructur auf, während primärer Chlorit homogene Blättchen bildet. Immerhin kann man aber vermuthen, daß auch in diesen Gesteinen Chlorit nur ein Sammelname für mehre Mineralien ist; vielleicht sind auch manche grüne Blättchen Glimmer, nicht Chlorit.

§ 5. Epidot in fast farblosen bis intensiv gelb gefärbten Körnchen und Kryställchen ist sehr häufig in Grünschiefern, aber ungemein schwer kann die Entscheidung sein, ob primärer oder secundärer Epidot vorliegt. Erscheint der Epidot als Einschluß in frischen Feldspäthen, in nach der Orthodiagonale gestreckten Säulchen mit Hornblende oder primärem Chlorit vermischt oder als einer der stark vorwaltenden Gemengtheile,

so wird er primärer Natur sein. Liegt der Epidot vorzugsweise im Viridit, enthält er Strahlsteinnadeln anderer Färbung, als die sonst im Gesteine vorkommenden, erscheint er nur in sehr kleinen Körnchen von nicht säulenförmigem Habitus unregelmäßig verstreut, so wird er als secundär durch Zersetzung entstanden zu deuten sein. In besonderen Fällen werden sich noch andere Kennzeichen finden, und die Entscheidung wird leichter sein, wenn man die Gesteine nach allen ihren Eigenschaften studirt hat. Jedenfalls können auch secundärer und primärer Epidot in einem und demselben Gesteine vorkommen.

§ 6. Vor den stets vorhandenen farblosen Gemengtheilen der Grünschiefer tritt der Quarz jedenfalls gegen Feldspäthe stark zurück; in vielen Vorkommnissen fehlt er wahrscheinlich ganz. Quarz und Feldspäthe weisen gleich farblose und homogene frische Substanz auf. In den kleinen, noch mit anderen Mineralien durchwachsenen Feldspäthen ist die Spaltbarkeit meist nicht zu erkennen, so daß die Unterscheidung von Quarz und Feldspath bisweilen nur durch mikrochemische Reactionen gelingen kann. Die Zersetzbarkeit der Feldspäthe und die Verzwillingung sind die leichtesten Unterscheidungsmittel, wie auch die Gesammthärte des Gesteines in Betracht zu ziehen ist. Von den Feldspäthen waltet bisweilen der Orthoklas ganz entschieden vor, in anderen Fällen ein Plagioklas mit einfacher oder polysynthetischer Verzwillingung. Welche Arten von Plagioklas sich finden, ist noch wenig bekannt, das Vorkommen von Albit ist nicht unwahrscheinlich.

Quarz und Feldspäthe schließen alle anderen Gemengtheile, namentlich Hornblende und primären Epidot, ein; sie bilden oft gleichsam einen alles verkittenden Grundteig im Gestein; in anderen Fällen sondern sich jedoch Quarz und Feldspäthe auch mikroporphyrisch, aber dabei ohne alle eigene Form in rundlichen Körnern aus, oder das Gestein weist durch Sonderung der farblosen und der gefärbten Gemengtheile eine durchflochtene Structur in mikroskopischem Maßstabe auf.

§ 7. Besonders gern erscheint in kleinen länglichen Partien ohne Zumischung anderer Gemengtheile der Kalkspath; doch tritt derselbe in anderen Fällen auch in das Gefüge ebenfalls als primärer Gemengtheil ein und enthält die anderen Mineralien dann reichlich als Einschlüsse. Bisweilen gewahrt man auch Rhomboeder eines Carbonspathes oder auch rhomboedrische Hohlräume; nach dem Eisenhydroxyd, welches sich in letzteren bisweilen findet, kann man vermuthen, daß dieser scharf krystallisirende Carbonspath eher ein Braunspath als Kalkspath sei.

§ 8. Der Eisenerze entbehren manche Grünschiefer fast gänzlich, andere sind daran ziemlich reich; Magnetit bildet oft scharf begrenzte Oktaeder; Eisenglanz erscheint in rundlichen Körnern oder auch in sehr dünnen, rothen Täfelchen von hexagonalem Umriß. Titaneisen in ähnlichen Formen, namentlich auch in größeren Individuen und Aggregaten von sehr unregelmäßigem Umriß erleidet stets leicht eine Zersetzung unter Abscheidung des weißlichen dichten oder auch deutlich körnigen Leukoxens in ganz derselben Weise wie in anogenen Gesteinen. Diese drei Eisenerze scheinen sich stets gegenseitig auszuschließen;

Eisenkies aber kommt meist in nur geringer Menge mit ihnen zugleich vor.

§ 9. Titanit kommt vielleicht in manchen Grünschiefern vor; die winzigen, stark lichtbrechenden Körnchen, die in vielen Grünschiefern vorkommen, ließen sich bisher ihrer Natur nach nicht mit Sicherheit bestimmen. Rutil erscheint namentlich in denjenigen Grünschiefern in Menge, die reich sind an primärem Chlorit; winzige Rutilmikrolithen, „Thonschiefernädelchen“ liegen zu Strängen geordnet, die bisweilen seltsame Krümmungen machen, in Quarzen oder Feldspäthen, die sich etwas porphyrisch abheben. Die Stränge verfolgen dieselbe Richtung durch das ganze Präparat.

§ 10. Apatit ist in manchen Grünschiefern sehr häufig, in anderen scheint er nicht nachweisbar zu sein. Andere accessorische Gemengtheile sind selten in Grünschiefern; namentlich muß hervorgehoben werden, daß der Granat sich durchaus gar nicht in Grünschiefern findet, obwohl er in den ihnen nahe stehenden Amphiboliten ein sehr häufiger Gemengtheil ist. Turmalin ist nur ausnahmsweise beobachtet worden; das als Cyanit angeführte Mineral aus Grünschiefern Graubündens ist wohl Glaukophan.

3. Makrostructur. § 11. Die Grünschiefer sind meist dichte, dem bloßen Auge oft sehr homogen erscheinende Gesteine von grüner, graugrüner bis dunkel schwärzlich grüner Farbe; porphyrisch treten die doch nur seltener vorkommenden Augite auf, bisweilen auch Feldspäthe; auch die kleinen Aggregate einzelner Gemengtheile, besonders die des Kalkspathes, sind makroskopisch unterscheidbar. Parallelstructur ist fast in allen Vorkommnissen vorhanden, wenn sie bisweilen auch erst unter dem Mikroskop an der mehr oder minder parallelen Lagerung der Hornblenden zu erkennen ist; manche Gesteine sind dickschiefrig, manche aber auch gut schiefrig. Auch Lagenstructur findet man, welche die gebänderten Grünschiefer bedingt. In wie weit eine Biegung und Fältelung der Grünschiefer ein Structur- oder ein Lagerungsverhältniß ist, bedarf noch weiterer Untersuchungen.

4. Accessorische Bestandmassen. § 12. Ausscheidungen von Quarz in kleineren Linsen und Quarz secundären Ursprungs in Schichten und Gängen sind im Ganzen ziemlich selten; häufig dagegen findet man kleine Linsen und die Schichtung durchquerende Massen von Kalkspath, meist mit Chlorit vergesellschaftet. Auf Gängen, über deren primäre oder secundäre Entstehung noch Studien fehlen, finden sich besonders häufig kleine, weiße, wohlgebildete Albite und Krystalle von Epidot, wie sie z. B. in besonderer Schönheit an der Knappenwand im oberen Sulzbachthale in Tyrol vorkommen.

5. Lagerung. § 13. Die Grünschiefer treten stets in wohl geschichteten Lagern auf, bald in einzelnen Schichten zwischen anderen Gesteinen, bald in mächtigeren Schichtencomplexen. Im letzteren Falle pflegt die mineralische Zusammensetzung in den einzelnen Schichten zu wechseln. Es kommt auch bisweilen vor, daß die mittleren Partien mächtigerer Schichtencomplexe ein viel gröberes Korn besitzen und echte Amphibolite

darstellen. Auch von Uebergängen in noch andere Gesteine wird berichtet, so in Gabbro in Graubünden. Uebergänge in Phyllite finden sich ebenfalls recht häufig, obgleich auch bisweilen die Grünschiefer gegen das über oder unterlagernde Gestein scharf absetzen.

§ 14. Während die Amphibolite ihre Hauptverbreitung zwischen den Gneiß- und Glimmerschieferschichten besitzen, sind in der Phyllitformation die Grünschiefer ihre Vertreter; doch finden sich letztere auch in tieferen Horizonten, wie ja auch echte Amphibolite zwischen Phylliten noch vorkommen. Andrerseits steigen die Grünschiefer auch in das Cambrium und vielleicht noch höher hinauf; aber das Alter vieler Grünschiefer ist noch nicht genau genug bestimmt; dazu kommt noch, daß der Begriff der Grünschiefer bisher noch nicht besonders festgestellt gewesen ist.

6. Arten der Grünschiefer. § 15. Obwohl der Gesammtname dieser Gesteinsfamilie „Grünschiefer" nicht sonderlich zutreffend ist, so ist er doch einmal gebräuchlich schon seit der Zeit, wo man über die mineralische Zusammensetzung dieser Gesteine noch gänzlich im Unklaren war, und wenn nur seine Bedeutung genau festgestellt wird, so mag er vor der Hand noch weiter gebraucht werden. Grünschiefer sind vor allem zu unterscheiden von grünen Schiefern, welche irgend wie Glimmer als vorwaltenden Gemengtheil besitzen und ihre grüne Farbe namentlich der accessorischen Beimischung von Chlorit verdanken. Grünschiefer sind auch nicht schiefrige Gesteine, welche zur Familie der Diabase gehören, wie Diabastuffe u. s. w. Im Wesentlichen und Allgemeinen sind Grünschiefer Gesteine, die aus einem Gemisch von Quarz und Feldspäthen in wechselnden Quantitäten einerseits und Hornblende, Epidot, Chlorit in wechselnden Mengen andrerseits bestehen und als Glieder der archäischen Formationsreihe sedimentären, aber im Besonderen noch unbekannten Ursprungs sind. Nach der mineralischen Zusammensetzung lassen sich folgende Arten unterscheiden:

§ 16. Hornblendegrünschiefer sind solche, welche von gefärbten Gemengtheilen die Hornblende allein oder wenigstens bei Weitem vorwaltend enthalten. Ist die Hornblende im Schliff theilweise blau, so wird man von Glaukophangrünschiefern sprechen können. Es herrscht hier in der einschlägigen Litteratur besonders große Unbestimmtheit, indem Gesteine mit nur wenig Glaukophan bald schon Glaukophanschiefer genannt wurden, bald die Anwesenheit dieses Minerals in der Benennung gar nicht berücksichtigt wurde. So finden sich in Schlesien ebenso schöne Glaukophangrünschiefer wie auf der Balkanhalbinsel. Tritt neben Hornblende auch Epidot oder Chlorit auf, so kann man von chloritischen und epidotischen Hornblendegrünschiefern sprechen.

§ 17. Epidotgrünschiefer nennen wir diejenigen, in denen Epidot vor Hornblende oder Chlorit vorwaltet oder dieselben ganz verdrängt hat. Dabei handelt es sich natürlich nur um das Auftreten von primärem Epidot; die secundären Gemengtheile dürfen als durch den Einfluß der Atmosphärilien nachträglich entstanden auf die Benennung eines Gesteins keinen Einfluß haben. Ist es unmöglich zu entscheiden, ob primärer oder secundärer Epidot vorhanden ist, so muß man sich mit der allgemeinen Bezeichnung Grünschiefer begnügen. Der Gehalt an Quarz, Orthoklas oder Plagioklas kann bei dem Epidotgrünschiefer wie bei den andern Arten nicht zur Bestimmung herbeigezogen werden; außer der schwierigen Bestimmung ist hier auch der leichte und öftere Wechsel in der relativen Quantität hinderlich. Die Epidotgrünschiefer können sich in ihrer Zusammensetzung dem

Epidosit, dem Epidotschiefer nähern. Führen sie eine nicht unbeträchtliche Menge primären Chlorites oder von Hornblende, so können sie als chloritische und hornblendige Epidotgrünschiefer begrenzt werden.

§ 18. Chloritgrünschiefer mögen die mit vorherrschendem primären Chlorit genannt werden und man kann dann noch hornblendige und epidotische Chloritgrünschiefer unterscheiden. Die Chloritgrünschiefer können sich den Chloritschiefern einerseits und den Phylliten andrerseits nähern.

§ 19. Es giebt aber noch sehr viele Vorkommnisse von Grünschiefern, in denen Hornblende, Epidot und Chlorit in ungefähr gleicher Menge vorhanden sind. Um übermäßig lange Namen zu vermeiden, kann man solche Gesteine entweder als Grünschiefer schlechtweg oder, da sie die Charaktere aller Arten in sich vereinigen, als eigentliche Grünschiefer bezeichnen, oder man könnte einen einheitlichen Namen für dieselben einführen. Als solcher mag hier „Prasinit“ (von πράσιρος grün) vorgeschlagen werden.

§ 20. Augitgrünschiefer sind schließlich solche meist auch hornblendehaltigen Grünschiefer, welche dunkelen Augit in bedeutender Menge enthalten. Davon wird man vielleicht noch die Uralitgrünschiefer unterscheiden müssen; die beiden öfter gebrauchten abgekürzten Namen Augitschiefer und Uralitschiefer sind nicht empfehlenswerth.

7. Verbreitung. § 21. Grünschiefer findet sich vereinzelt in allen archäischen Gebieten; in größerer Menge ist er aber besonders in einigen Gebieten verbreitet, in Schlesien in dem Gebirgszuge nördlich vom Riesengebirge, in Sachsen in der Gegend von Hainichen am Nordabfall des Granulitgebietes und bei Aue am Nordabfall des Erzgebirges; im Ural ist er wahrscheinlich weit verbreitet; in den Alpen kommen Grünschiefer in mehren Gebieten vor; in Graubünden faßte *Rolle* sie unter dem Namen der Chlorogrisonite zusammen und unterschied: Valrheinit, Gadriolit, Cucalit, Paradiorit und Hypholith. Ueber das Alter und die Natur der Grünschiefer im Taunus ist man noch im Streit, doch gehören sie wahrscheinlich der archäischen Phyllit-Formation an.

8. Genetisches. § 22. Die Grünschiefer beanspruchen nach ihrem Vorkommen, ihrer Lagerung, Structur und mineralischen Zusammensetzung im Allgemeinen dieselbe Art der Enstehung wie Amphibolite und andere archäische Gesteine; dieselben für Diabastuffe auszugeben haben wir kein Recht, wie sehr auch das gelegentliche Vorkommen dunkeler Augite dazu verlocken mag. So wie sie jetzt vorliegen, weisen sie durchaus eine von Diabastuffen ganz verschiedene mineralische Zusammensetzung und Mikrostructur auf. Eine gewisse Aehnlichkeit in der mineralischen Zusammensetzung mit Gesteinen der Diabasfamilie erklärt sich aber ohne Zwang als eine Folge der ähnlichen chemischen Zusammensetzung. Deshalb aber kann der Ursprung der Gesteine beiderlei Art doch ein ganz verschiedener sein; indeß muß auch hier die Möglichkeit, daß das Material für die Bildung der Grünschiefer einstmals anogen emporgedrungen sei, zugegeben werden; damit ist aber die Enstehung der Grünschiefer, wie sie uns jetzt vorliegen, noch lange nicht erklärt.

§ 23. Eine Veränderung von Hornblendegrünschiefern durch Trachyt wird von *Kispatić* vom Peterwardeiner Festungsberge beschrieben; die Feldspäthe haben ein kleinkörniges Gefüge angenommen; die Hornblende ist in grünliche Blättchen und Körnchen, wahrscheinlich von Pyroxen umgewandelt; neuentstanden sind winzige Blättchen von Biotit und Körnchen von Granat.

§ 24. Am Röhrigsberg bei Jannowitz am Bober in Niederschlesien findet sich ein schwarzes Gestein mit großen Uraliten von sehr massigem Habitus, dessen geologische Zugehörigkeit zu den archäischen grünen Schiefern von *Websky* schon lange erkannt worden ist. Es ist meist für stark zersetzten Diabas gehalten worden, ist aber im Gegentheil sehr frisch, völlig feldspathfrei und besteht aus großen Uraliten und einem dichten Gemenge von lichtröthlich und grünlich dichroitischem Pyroxen, wenig grammatitartiger Hornblende und einer großen Menge von Oktaedern und Körnern von schwarzem, nur in dünnen Schliffen dunkelgrünem Pleonast; opake, winzige Körnchen sind wohl Magnetit. Dieses Gestein ist ein im Contact mit dem Granitit des Riesengebirges metamorphosirter Grünschiefer.

§ 25. Bei Hainichen in Sachsen kommt eine Grünschieferbreccie vor; die erbsen- bis kopfgroßen und noch größeren Bruchstücke haben einen Ueberzug von Eisenhydroxyd und sind durch feiner zermalmte Masse und Neubildungen verkittet.

IX. Familie der Eklogite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	57.10	11.16	2.84	3.22	6.73	13.80	2.21	0.81	0.54
2.	55.00	13.54	2.74	3.57	10.21	12.09	2.10	0.50	0.32
3.	48.89	14.46	2.00	7.15	12.21	13.76	1.75	0.17	0.40
4.	48.81	16.25	6.00	7.48	7.52	9.72	2.04	0.46	0.12

1. Cyanit und Quarz führender Eklogit von Eppenreuth im Fichtelgebirge, mit MnO 0.31 und Spur von P_2O_5. **2.** Sehr heller Eklogit von Silberbach im Fichtelgebirge, mit MnO 0.20. **3.** Hornblendearmer Eklogit von Altenburg im Niederösterreichischen Waldviertel. **4.** Eklogit von der Fallser Höhe bei Markt Schorgast im Fichtelgebirge, mit MnO 0.43.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Als charakteristische Hauptgemengtheile der Eklogite sind Omphacit und Granat anzusehen. Ersterer erscheint in Gestalt kurzer und nicht dünner Säulchen oder länglicher Körner von lauch- oder grasgrüner Färbung; außer der Spaltbarkeit nach den Prismenflächen ist auch eine nach dem Orthopinakoid meist deutlich erkennbar; dazu kommen bisweilen Absonderungen quer gegen die Verticalaxe. Einschlüsse anderer Gemengtheile sind im Ganzen recht spärlich.

§ 3. Der Granat, hell- bis dunkelrothbraun gefärbt, erscheint in den meisten Fällen in rundum auskrystallisirten Rhombendodekaedern; kleinere Granaten gruppiren sich bisweilen zusammen. Stets enthalten die Granaten Einschlüsse, oft in sehr reichlicher Menge; Flüssigkeitseinschlüsse wurden beobachtet. Rutil fehlt als Einschluß kaum jemals; Quarzkörnchen oder Kryställchen sind ebenso häufig; Granat, Cyanit(?), auch Omphacit und Hornblende sind gleichfalls Einschlüsse. Ein zonaler Aufbau ist bisweilen angedeutet.

§ 4. Die Hornblende ist meist schwarz, im Schliff dunkelgrün und stark dichroitisch; man hat sie wohl auch als Karinthin bezeichnet, namentlich wenn sie in größeren Individuen einsprenglingsartig auftritt. Selten sind im Schliff braun durchscheinende Hornblenden. Dagegen findet sich in einigen Vorkommnissen Glaukophan von tiefblauer Farbe im Schliff. Die Hornblende erscheint ohne Krystallform und hat Neigung mit anderen Gemengtheilen, namentlich mit Omphacit und dem nur sehr selten sich einstellenden Feldspath gesetzmäßig durchwachsen zu erscheinen. Um Granaten ist sie bisweilen in radial gestellten Stengeln angeordnet; auch als compacte Rinde um den Granat kommt sie vor.

§ 5. Quarz erscheint sehr häufig in geringer Menge, stets ohne eigene Form als Ausfüllsel zwischen anderen Gemengtheilen; Einschlüsse anderer Mineralien sind meist vortrefflich krystallisirt. Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen in Krystallform ihres Wirthes, mit beweglicher Libelle und oft mit Würfelchen in der Flüssigkeit sind recht häufig.

§ 6. Cyanit ist weit verbreitet in Eklogiten und bisweilen ein wesentlicher Gemengtheil; farblos oder lichtblau gefärbt tritt er in länglichen Säulchen mit oder ohne Krystallflächen auf; nach *Riess* ist Zwillingsbildung auffallend häufig vorhanden. Manchmal enthält der Cyanit zahlreiche Quarzkörner eingeschlossen, meist jedoch ist er einschlußfrei.

§ 7. Zoisit bildet, wie gewöhnlich, ziemlich dünne, lange Säulchen, welche der Länge nach geradlinig begrenzt sind, aber fast stets unregelmäßig endigen. Makro- wie mikroskopisch sind reichlich vorhandene Querspalten recht charakteristisch. Flüssigkeitseinschlüsse kommen vor; selten sind Einschlüsse von Omphacit.

§ 8. Säulchen, Kryställchen und dicke Körnchen eines im Schliff gelblichbraunen Minerals sind in Eklogiten fast stets reichlich vorhanden. Es ist unzweifelhaft, daß dieselben in den meisten Fällen dem Rutil angehören, doch bleibt für einzelne Vorkommnisse auch die Frage offen, ob nicht vielleicht Zirkon in diesen oft auch makroskopisch sichtbaren Körnchen vorliegt.

§ 9. Seltenere Gemengtheile der Eklogite sind kalkreicher, weißer Glimmer, Apatit, Titanit, Pleonast, Magneteisen, Eisenkies und Magnetkies. Zu erwähnen wäre noch, daß in einigen Gesteinen das Vorkommen von Olivin vermuthet wird.

3. Structur. § 10. Die Eklogite sind meist mittelkörnige Gesteine, doch kommen auch grobkörnige und andrerseits sehr feinkörnige, ja dichte Abarten vor; die Farbenkontraste der Gemengtheile erleichtern ihre Erkennung mit bloßem Auge. Im Allgemeinen erscheinen die Eklogite als Gesteine, die auf hellgrünem Grunde die rothen Granatkrystalle vortrefflich hervortreten lassen. Meist ist Parallelstructur gar nicht vorhanden oder nur schwach angedeutet, so daß die Eklogite massig und richtungslos struirt erscheinen; doch kommen auch schiefrige Varietäten vor. Auch läßt sich an gut aufgeschlossenen größeren Vorkommnissen bisweilen eine Schichtung erkennen, indem einzelne Lagen sich durch das Vorherrschen oder die Zumischung eines oder des anderen Minerals auszeichnen.

4. Lagerung. § 11. Die Eklogite scheinen überall den mittleren Horizonten der archäischen Formationsreihe anzugehören; fast überall sind die Eklogite mit Amphiboliten vergesellschaftet; sind sie ja selbst eigentlich nur eine Abart der Amphibolite im weiteren Sinne zu nennen. Dabei ist zu beachten, daß die Eklogite meist von den benachbarten Gneißen durch Amphibolite allseitig getrennt sind und dick linsenförmige Einlagerungen in letzteren bilden. Die Eklogitmassen haben dabei eine sehr verschiedene Größe; *Sauer* und *Schalch* schreiben, daß im sächsischen Erzgebirge bisweilen nur faustgroße Knollen eines typischen Eklogit-Gemenges direct in Gneiß eingelagert vorkommen. Andrerseits findet man namentlich im Fichtelgebirge recht große und mächtige Lager. Eklogite werden nie zu herrschenden Gesteinen, finden sich aber mehrfach in zahllosen Einlagerungen im Fichtelgebirge, im sächsischen Erzgebirge, in anderen Gebieten vereinzelt.

5. Zersetzung. § 12. Oefter findet man wie Amphibolite, so auch Eklogite nur in Blöcken an der Erdoberfläche, weil sie besser der Verwitterung widerstehen, als ihr Nebengestein; durch den Einschluß der Atmosphärilien dringen in den Omphacit von den Rändern her faserige Neubildungen zungenförmig ein; die Granaten erleiden Umwandlung in Chlorit; weißer Glimmer erscheint in ziemlich stark zersetzten Eklogiten nicht selten als Neubildung; bei stärkerer Verwitterung zerfällt das Gestein meist zu Grus.

6. Arten der Eklogite. § 13. Wo Eklogite in größeren Lagern vorkommen, findet man meist mehre Varietäten, die sich nur rein lithologisch-mineralogisch von einander unterscheiden; die chemischen Unterschiede sind noch nicht bestimmt worden; geologisch aber bilden solche Vorkommnisse nur eine Einheit. Doch finden sich auch einzelne Ablagerungen von beständiger Zusammensetzung. Man kann deshalb etwa folgende Arten unterscheiden: Eklogit kann man als Combination von grünem Omphacit mit rothem Granat auffassen, wobei dann die anderen Gemengtheile nur spärlich vorhanden sind. Amphibol-, Glaukophan- und Gastalditeklogite zeichnen sich durch die mehr oder minder reichliche Beimengung eines Amphibols aus, wie Zoisit- und Cyaniteklogite durch diese beiden Mineralien charakterisirt werden.

§ 14. Es giebt auch Gesteine, welche gleichsam in der Mitte stehen zwischen Eklogiten und Granatamphiboliten. Solche Uebergangsstufen zeichnen sich namentlich durch das Eintreten von Feldspäthen in das Gemisch aus; man kann solche Gesteine vielleicht eklogitartige Amphibolite nennen. Der Reichthum an verschiedenen Mineralien ist in diesen Gesteinen oft ein bedeutender, wie z. B. *Kalkowsky* aus dem Eulengebirge Gesteine mit vierzehn verschiedenen Gemengtheilen beschrieben hat.

7. Genetisches. § 15. Sind die Eklogite im Allgemeinen als archäische Gesteine genetisch zu beurtheilen, so giebt doch die Art ihres Auftretens Veranlassung zu einer besonderen Deutung. Faßt man zunächst die erwähnten Eklogitknollen im Gneiß ins Auge, und gewöhnt man sich dann an die Vorstellung, daß auch die größten Eklogitvorkommnisse doch nur Gesteine von geringer Masse inmitten gewaltiger Ablagerungen anderer Art sind, so gelangt man dahin, in den Eklogiten selbst nur „accessorische Bestandmassen“ anderer archäischer Gesteine von größerer Massenhaftigkeit zu sehen. Dies will sagen: man kann sich wohl vorstellen, daß für die Bildung der Eklogite kein besonders beschaffenes Roh- oder Urmaterial einstmals local angehäuft worden sei,

sondern daß sie durch Aussaigerung entstanden sind, d. h. daß bei dem Werdeproceß z. B. der einhüllenden Amphibolite, bei dem auf jeden Fall chemische Vorgänge sich abspielten, Molekeln sich stellenweise sammelten, aus denen Gesteine von der eigenartigen Zusammensetzung der Eklogite entstanden. Inwiefern überhaupt die jetzige Erscheinungsweise der archäischen Gesteine auf concretionären Vorgängen beruht, bedarf noch erst der Untersuchung.

X. Familie der Granatite.

1. Mineralische Zusammensetzung und Structur. § 1. Die Granatite sind dadurch ausgezeichnet, daß Granat der weit vorherrschende, den ganzen Habitus der Gesteine bestimmende Gemengtheil ist. Mehrfach wurde beobachtet, daß die Granaten von grünen bis rothen und braunen Farben sich durch zonalen Aufbau und zum Theil durch Doppelbrechung auszeichnen. Mit Granat sind aber stets auch noch andere Mineralien verbunden, namentlich Kalkspath, Pyroxene und Amphibole, letztere in mehren Fällen durch braune Farbe im Schliff ausgezeichnet; ferner erscheinen noch besonders Quarz, Epidot und Magneteisen. Solche Gemengtheile bilden grobkörnige bis dichte Gesteine von sehr verschiedenartigem Aussehen; eine Parallelstructur ist manchmal sehr deutlich zu sehen, bisweilen aber nur in der Lagerung angedeutet und fehlt anderen Vorkommnissen ganz.

2. Lagerung und Arten. § 2. Viele, vielleicht die meisten Granatite sind Glieder der archäischen Schichtenreihe und kommen so in vereinzelten und meist wenig mächtigen Lagern vor; sie finden sich namentlich gern mit Amphiboliten und Erzlagern vergesellschaftet. Als Granatskarn kann man solche Gesteine bezeichnen, die, meist dicht, oder feinkörnig als Liegendes oder Hangendes von Magneteisenlagern erscheinen. Andere Arten genauer zu unterscheiden scheint noch nicht möglich zu sein. Es ist vor Allem zu beachten, daß local fast aus allen granathaltigen Gesteinen der archäischen Gruppe sich granatreiche Massen durch Zurücktreten der anderen Gemengtheile herausbilden können. So erwähnen *Stache* und *John* aus der Gegend von Leprese im Veltlin Sondalit, Granatporphyr und Veltlinit als als Granatite zu bezeichnende Gesteine sehr verschiedenartiger Zusammensetzung. Aber auch in Ablagerungen anderer Perioden finden sich noch Granatite, zum Theil unter Verhältnissen, die noch wenig klar gelegt sind. So erscheinen z. B. Granatite auch als durch exogene Contactmetamorphose aus Kalksteinen hervorgegangen.

XI. Familie der Gabbro.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	53.43	28.01	0.75	—	0.63	11.24	4.85	0.96	Spur.
2.	50.08	15.36	—	6.72	9.99	14.90	1.80	0.29	1.27

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
3.	49.90	16.04	7.81	—	10.08	14.48	1.68	0.55	1.46
4.	49.23	25.15	1.30	3.29	8.92	12.57	0.99		0.64
5.	49.15	21.90	6.60	4.54	3.03	8.22	3.83	1.61	1.92
6.	46.71	22.23	0.79	5.46	10.30	11.69	1.70	0.15	1.15
7.	42.77	7.48	3.34	4.79	30.11	6.50	0.50	0.10	3.28
8.	41.13	13.56	2.19	6.19	22.52	6.72	0.96	0.83	8.30

1. Labradorfels von Nain, Labrador. **2.** Schwarzer, kleinkörniger Olivingabbro von Buchau in Niederschlesien. **3.** Hypersthenhaltiger Gabbro von Penig in Sachsen. **4.** Enstatitnorit vom Radauberg im Harz. **5.** Hornblendegabbro von Doluth, Minnesota, U. S. A. **6.** Olivingabbro von Langenlois im niederösterreichischen Waldviertel. **7.** Schillerfels von Reps in Siebenbürgen. **8.** Forellenstein von Neurode in Niederschlesien.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die zur Familie der Gabbro zu rechnenden Gesteine zeichnen sich durch besonders häufigen Wechsel in der mineralischen Zusammensetzung innerhalb einer geologischen Einheit aus; doch muß man eine Anzahl wohl charakterisirter Arten unterscheiden, die sich, namentlich durch geologische Zusammengehörigkeit ausgezeichnet, um ein Gestein als Grundtypus gruppiren lassen. Dies ist der hauptsächlich aus Plagioklas und Diallag bestehende Gabbro, von dem sich durch Zu- oder Austritt von Gemengtheilen die anderen Arten lithologisch ableiten lassen.

§ 3. Die Plagioklase der Gabbro sind im Allgemeinen recht basischer Natur, es dürfte Labrador vorherrschen, aber auch Anorthit ist recht häufig; ob auch Orthoklas eintritt, ist sehr zweifelhaft, läßt sich aber nicht mit Gewißheit verneinen. Der Plagioklas erscheint vorzugsweise in Form von Körnern, die allerdings in Schnitten, nicht selten wenigstens, einzelne Krystallflächen erkennen lassen, namentlich in Berührung mit Pyroxen. Eine ausgeprägte Säulen-, resp. Leistenform durch Streckung nach der Brachydiagonale kommt nur ausnahmsweise vor. Polysynthetische Verzwillingung ist die Regel; der Labrador pflegt eine reichlichere Menge von Zwillingslamellen, dabei noch nach zwei Gesetzen, aufzuweisen als der Anorthit. An sehr feinkörnigen Plagioklaspartien ist bisweilen die Polysynthese auch unter dem Mikroskop nicht nachweisbar, und manchmal weisen analytisch als Plagioklas erkannte Feldspäthe eine Structur auf, die stark an Mikroklin erinnert. Interpositionen von opaken, schwarzen Körnchen und Nädelchen sind eine ganz gewöhnliche Erscheinung; sie sind gesetzmäßig angeordnet, ihrer Substanz nach unbekannt; seltener sind hellgrünliche bis farblose, stark lichtbrechende Stacheln und Säulchen. Der bräunliche Farbenton mancher Plagioklase im durchfallenden Lichte dürfte durch die dabei erkennbare ungeheure Menge anscheinend opaker Interpositionen erzeugt sein; am Rande der Plagioklase neben Pyroxen und Olivin fehlen dieselben. Die Größe der Interpositionen nimmt bisweilen mit der Korngröße des Gesteins zu.

§ 4. Bei der Zersetzung der Plagioklase treten einerseits die trüben, mehligen Neubildungen auf, andererseits erscheint besonders gern Zoisit, viel seltener der ihm verwandte Epidot. Zoisitisirte Plagioklase enthalten meist auch noch andere Neubildungen in geringer Menge; zuweilen sind sie ein wenig porös. Die so umgewandelten Plagioklase sind in sehr vielen Fällen fälschlich als Saussurit bestimmt worden. Doch hat es den Anschein, als ob bisweilen auch primärer Zoisit als Vertreter des kalkreichen Plagioklases auftrete.

§ 5. Echter Saussurit, d. h. dasjenige Mineral, welches zuerst mit diesem Namen belegt worden ist, ist bisher nur in sehr wenigen Fällen im Gabbro mit genügender Sicherheit nachgewiesen worden. Dieser lichtgrünliche, dichte und derbe Saussurit ist kein einfaches Mineral, sondern ein Gemenge mit vorherrschendem, nahezu farblosem Kalk-Thonerde-Granat.

§ 6. Von Pyroxenen erscheinen fast alle Arten in den Gabbro-Gesteinen. Der Diallag von grünlicher bis grauer oder bräunlicher Farbe tritt in Körnern auf, seltener in wenngleich nicht scharf und allseitig gut begrenzten Krystallen; die ausgeprägte Spaltbarkeit parallel dem Orthopinakoid ist für ihn charakteristisch. Unter dem Mikroskope sieht man in Schnitten schräge gegen die Spaltungsfläche scharfe, dicht gedrängte Linien, die etwas an die Lamellen der Perlmutter erinnern. Der metallische Glanz dieser Spaltungsflächen wird wohl mit durch die fast stets vorhandenen zahlreichen Interpositionen verursacht. Letztere sind theils tief braune Blättchen, theils linienförmig an einander gereihte Magnetitkörnchen, theils opake, schwarze Interpositionen anderer, unbekannter Art. Am gewöhnlichsten sind die Interpositionen parallel dem Orthopinakoid oder doch wenigstens parallel der Verticalaxe angeordnet. Der Diallag tritt auch verzwillingt auf.

§ 7. Treten neben der orthopinakoidalen Spaltbarkeit auch noch die anderen parallel der Verticalaxe stärker hervor, fehlen dabei noch die Interpositionen, so ist die Entscheidung, ob Diallag oder gemeiner Augit vorliegt, sehr schwierig; jedenfalls findet er sich in Gabbro in mehren Varietäten als Augit ohne oder mit Interpositionen, als Smaragdit, als Omphacit. Wie es scheint, tritt in sehr feinkörnigen bis dichten Gesteinen der Pyroxen lieber als gemeiner Augit, denn als Diallag auf. Solche Gesteine sind dann vom mineralogischen Standpunkte aus als zu den Pyroxeniten gehörig zu betrachten.

§ 8. Rhombische Pyroxene sind in den Gabbro-Gesteinen bald accessorisch, bald als alleinige Vertreter der Pyroxene vorhanden. Es mag wohl in der Schwierigkeit der Unterscheidung liegen, daß man Hypersthen und Enstatit häufiger angegeben findet als Bronzit. Der Hypersthen ist dunkel gefärbt, im Schliff mit braunen bis röthlichen Farben, stark dichroitisch; Interpositionen fehlen bald gänzlich, bald sind sie sehr reichlich vorhanden, etwa von derselben Art wie im Diallag. Der Enstatit ist sehr hell, frei von Interpositionen und besitzt große Neigung bei der beginnenden Zersetzung, die ihn schließlich in Bastit überführt, in der Verticalaxe parallele Fasern zu zerfallen. Auch dem Diallag kann der

Enstatit so ähnlich sehen, daß ersterer nur an der Orientirung der optischen Hauptschnitte zu erkennen ist.

§ 9. In manchen Gabbro erscheint neben den Pyroxenen auch Hornblende in geringerer oder größerer Menge, und zwar findet sich sowohl im durchfallenden Lichte tiefbraune, wie eben dann grüne Horn blende, ja letztere hat bei starkem Dichroismus bisweilen sogar eine bläulichen Farbenton, der an Glaukophan erinnert; so z. B. in de Gabbro des Zobten in Schlesien. Beiderlei Hornblenden kommen ab nie zusammen vor. Opake Mikrolithe sind in beiderlei Hornblenden n selten interponirt. Wenngleich die Hornblende auch selbständig a Gesteinsgewebe Theil nimmt, so tritt sie doch in den meisten Fällen m Pyroxenen gesetzmäßig verwachsen auf. Bei einem reichlichen Gehalt an Hornblende findet man wohl auch Quarz im Gestein. Zu erwähnen ist noch, daß außer primärer Hornblende mit großer Wahrscheinlichkeit auch secundäre auftritt als Pseudo- oder Paramorphose nach Pyroxenen, namentlich nach Diallag.

§ 10. Dunkler Magnesiaglimmer erscheint nicht selten accessorisch, aber in geringer Menge; im durchfallenden Lichte ist die Basisfarbe meist ein helles, röthliches Braun. Auch der Magnesiaglimmer ist offenbar, wie der Augit, in sehr feinkörnigen bis dichten Gesteinen häufiger als in grobkörnigen.

§ 11. Olivin ist ein hervorragender Gemengtheil mehrer hierher gehöriger Gesteinsarten; er erscheint nie in Krystallform; seine abgerundeten, bisweilen zweigartig getheilten Körner sind meist zwischen anderen Gemengtheilen verstreut. Makroskopisch erscheinen die Olivine oft schwarz, sei es durch primäre reichlich vorhandene opake Interpositionen, sei es durch secundär ausgeschiedenes Magneteisen. Wahrscheinlich schließt sich Olivin mit primärer Hornblende überall aus, aber nicht mit secundärer, fein faseriger, strahlsteinartiger. *Becke* beobachtete sogar den Uebergang von Olivin selbst in secundäre Hornblende. Gewöhnlich geht Olivin in Serpentin über.

§ 12. Von Mineralien, welche in spärlicher Menge oder seltener in Gabbro vorkommen, sind folgende zu nennen. Von Erzen erscheinen Magnetit, Titaneisen, Magnetkies und mehre andere Kiese; meist sind die Erze nicht in scharfen Krystallen, sondern in ganz unregelmäßigen Körnern vorhanden; nicht selten fehlen sie gänzlich. Apatit tritt bald in Körnern, bald in ziemlich scharfen, kurzen, sechsseitigen Säulchen auf; oft ist er mikroskopisch nicht nachweisbar, was vielleicht in erster Linie durch seine ungleichmäßige Vertheilung im Gesteine bedingt ist. Quarz ist in Gabbro als unzweifelhafter, primärer Gemengtheil mit Flüssigkeitseinschlüssen nachgewiesen worden; ohne eigene Formentwicklung tritt er jedoch immer nur in geringer Menge und nur local auf. Blassröthlicher Granat ohne bemerkenswerthe Interpositionen erscheint nur selten (abgesehen von dem Granat des Saussurites). Zirkon, Picotit, Pleonast, Rutil sind nur in vereinzelten Fällen nachweisbar.

3. Makrostructur. § 13. Alle echten Gabbro zeigen eine durchaus rein körnige Structur ohne jede Spur von irgendwie beschaffener Grund-

masse oder Basis; im Besonderen ist aber die körnige Structur in sehr verschiedener Weise ausgebildet. Zu beachten ist zunächst, daß wie die mineralische Zusammensetzung, so auch die Korngröße in einer und derselben, irgend größeren geologischen Einheit mannigfaltigen Schwankungen ausgesetzt ist; im Allgemeinen sind die Gabbro deutlich- bis grobkörnige Gesteine. Es wurde zum Theil schon erwähnt, daß in dichten Massen, die mit grobkörnigem Gabbro in engem, unlösbarem geologischem Zusammenhange stehen, Augit, Magnesiaglimmer, Hornblende weit gewöhnlicher sind als echter Diallag.

§ 14. Unter den gröber körnigen Gabbro giebt es solche, in denen alle Gemengtheile annähernd dieselbe Größe haben; namentlich also Plagioklase und Pyroxene. Nicht selten ist aber diese gleichmäßige Korngröße nur eine scheinbare, indem größere Individuen aller Arten von Pyroxenen von Körnern der anderen Gemengtheile in gleichmäßigen Abständen mosaikartig durchbrochen werden; an einspiegelnden Spaltungsflächen ist diese, gleichsam halb-pegmatitische Verwachsung nicht selten zu gewahren. Solche Structur bildet den Uebergang zu derjenigen, bei welcher größere Pyroxene in einer viel feinkörnigeren Plagioklasmasse mehr oder minder regellos verstreut sind. In diesem Falle erreichen z. B. die Diallage Handgröße und sind dabei als ziemlich scharfe Krystalle ausgebildet, wie am Zobten. Zugleich mit den größeren Diallagen erscheinen auch kleinere; überhaupt ist die Sonderung der Gemengtheile keine strenge; es kommen dieselben vielfach gegenseitig in einander eingelagert vor.

§ 15. Ist auch die körnige Structur meist zugleich eine richtungslose, so kommt doch bisweilen auch eine Andeutung von Parallelstructur namentlich dadurch zu Stande, daß plattenweise der eine oder andere Gemengtheil reichlicher oder spärlicher vorhanden ist. In viel ausgezeichneterer Weise ist aber Parallelstructur bei den flaserigen Gabbro vorhanden, bei denen Plagioklas und Pyroxen sich je zu Aggregaten vereinigen, die mit einander in flaseriger Form wechseln, und zwar so, daß nach *Dathe* „jede Feldspath- oder Pyroxenflaser sich an ihren Enden dichotomisch theilt, und daß diese Theilung sich vielfach bis ins Kleinste wiederholt". Aber diese Flaserstructur nimmt auch andrerseits immer größere Dimensionen an, so daß eine wahre Riesenflaserstructur resultirt. Dann schalten sich den gröber oder feiner körnigen, mineralisch verschiedenartig zusammengesetzten Linsen und Flasern von Gabbro auch ähnliche Körper anderer Gesteine ein, namentlich flaseriger Amphibolite, und die ganze geologische oder tektonische Einheit erhält dadurch eine polymikte Zusammensetzung. Will man solche Massen mit einem einheitlichen Namen belegen, wie das bereits geschehen ist und empfehlenswerth erscheint, so empfiehlt sich dafür die Bezeichnung „polymikter Gabbro". Wie der flaserige Gabbro (oder Flasergabbro) eine nicht zu verkennende Gneißstructur besitzt, so entspricht dem polymikten Gabbro ein polymikter Gneiß. Uebrigens können, wie es scheint, nur einige der zur Familie der Gabbro gehörigen Gesteine Flaserstructur annehmen.

4. Mikrostructur. § 16. In genetischer Beziehung beachtenswerthe Verhältnisse zeigen die Plagioklase in den Flasergabbro. Die Zwillingslamellen sind nicht selten gebogen und setzen an Spalten ab; dazu sind die Plagioklase augenscheinlich zerstückelt, zwischen den Theilchen ziehen sich bald breitere, bald schmälere Streifen einer sehr feinkörnigen Masse hin, deren Körnchen zwar keine Zwillingsstreifung erkennen lassen, aber ebenfalls schwarze Mikrolithe enthalten, wie die Plagioklasstückchen. Jedenfalls ist auch diese verkittende Masse nichts anderes als Plagioklas. Uebrigens findet man deutlich zerbrochene Feldspäthe bisweilen auch in richtungslos körnigen Gesteinen. In ähnlicher Weise sind manchmal auch die Diallage zertheilt und zwischen den Theilen liegt verkittend eine feinkörnige Masse, die bald wie Augit, bald mehr wie Hornblende aussieht.

§ 17. Umrandungen einzelner Gemengtheile durch schmale Zonen anderer sind eine sehr gewöhnliche Erscheinung. So erscheint Hypersthen um den Diallag, aber meist nur da, wo letzterer an Olivin anstößt. Ebenso umgiebt primäre Hornblende gern den Diallag, tritt aber auch als Einlagerung in demselben oder mosaikartig mit ihm verwachsen auf. Ferner erscheint Titaneisen von einer Zone braunen Glimmers umgeben, die wieder nicht selten von einer grünen Hornblendezone umschlossen ist. Auch hat man Quarzkörnchen ganz einen wohl krystallisirten Diallag umlagernd gesehen. Das bereits erwähnte Fehlen von Interpositionen an den Rändern der Feldspäthe gehört wohl auch hierher.

§ 18. Die primäre Hornblende erscheint nur selten in großen Individuen, in makroskopischem Maßstabe eingesprengt. Viel häufiger tritt sie, und zwar dann immer grün durchscheinend, in einen gewissen Gegensatz zum Diallag, indem dieser große Individuen bildet, die Hornblende aber ihn umgiebt, in ihm eingelagert ist, an den Verticalenden der Diallagindividuen bald in paralleler, bald in mehr oder minder wirrer Lagerung und in Form ziemlich dünner Nadeln gleichsam herauswächst; dann erscheint dieselbe Hornblende aber auch in solchen kleineren, kürzeren oder längeren Säulchen ohne besonders gute krystallographische Begrenzung in den Plagioklasen eingelagert, deren Frische für die primäre Natur der Hornblende besonders zeugt. Auch die Unabhängigkeit der Hornblende von dem Diallag bei wirklicher Verwitterung des Gesteins spricht für letzteres Verhältniß.

5. Zersetzung. § 19. Außer primärer Hornblende giebt es in Gabbro bisweilen auch secundäre, die nie braun, immer grünlich bis nahezu farblos ist und in dünnen Nadeln auftritt. Dieser Asbest dringt auch auf Spalten in Plagioklase ein, obwohl der Stoff für ihn wohl vornehmlich von den Diallagen geliefert wird. Letztere erleiden aber auch eine Zersetzung in Chlorit und serpentinartige Substanz, widerstehen jedoch im Allgemeinen besser als die Plagioklase der Verwitterung, weshalb sie nicht selten auf der Oberfläche angewitterter Blöcke hervortreten. Die Olivine erleiden gewöhnlich eine Zersetzung zu einer Substanz von verschiedenartiger Structur, die man als Serpentin bezeichnen kann.

§ 20. Nun findet man aber die Olivine bisweilen, und zwar stets

im Contact mit Plagioklas, von mehrfachen Zonen anderer Substanzen umgeben, die einen Vorgang vor Augen führen, der weit von Serpentinisirung verschieden ist. *Becke* fand die Olivinkörner im Gabbro von Langenlois von einer radialfaserigen, aus mehren Schichten bestehenden, millimeterbreiten, harten Rinde umgeben; um den frischen Olivinkern folgen auf einander Schichten aus einem stengeligen, farblosen, schief auslöschenden Mineral, aus einem sehr feinfaserigen bräunlichen Mineral, dann eine schuppigkörnige, blaßgrüne Schichte aus mehren Substanzen, die lockerer werdend sich in Feldspath verliert. Im Gabbro von der Höllmühle bei Penig in Sachsen ist diese Umrandung ebenfalls sehr schön ausgebildet, und es tritt uns hier die Frage entgegen, ob diese Umrandungen des Olivins nicht viel eher in dieselbe Linie mit den verkittenden Massen zwischen Plagioklas- oder Diallagbruchstücken zu stellen, denn als Zersetzungserscheinungen aufzufassen seien. Unzweifelhaft haben diese Umrandungen der Olivine die größte Aehnlichkeit mit den centrischen Structurphänomenen, wie sie in den dem Gabbro mineralisch ähnlich zusammengesetzten Pyroxengranuliten besonders deutlich hervortreten.

§ 21. Im Ganzen widerstehen die Gabbrogesteine der Verwitterung ziemlich stark. Sehr häufig findet man das Vorkommen derselben auf der Oberfläche durch große Blöcke oder aufragende Felspartien angezeigt; eine grusige Auflösung des Gesteins dürfte seltener sein, dagegen findet sich gänzliche Zersetzung zu Walkerde, z. B. bei Roßwein in Sachsen. Die nur von der Insel Elba bekannten Mineralien Chonikrit und Pyrosklerit bilden dort zusammen ein Gestein, welches wohl als zersetzter Gabbro zu deuten ist.

6. Accessorische Bestandmassen. § 22. Die meist nur in geringer Menge vorhandenen Kiese stellen sich in Gabbro bisweilen so reichlich ein, daß local abbauwürdige Massen resultiren. So finden sich kobalt- und nickelhaltige Kiese im südlichen Norwegen zum Theil an Gabbro gebunden. In manchen Gebieten selten, in anderen häufiger stellen sich Mineralgänge von sehr verschiedenartiger Zusammensetzung in den Gabbro ein; sie ähneln bald einem Granit, bald enthalten sie die Bestandtheile des Gabbros und sind dann nicht als Gabbrogänge zu deuten, vielmehr gehören sie in dieselbe Kategorie, wie die ähnlichen Gänge in den Gneißen, Granuliten u. s. w. Ob Bruchstücke fremder Gesteine in Gabbro vorkommen, muß noch als zweifelhaft gelten.

7. Arten der Gabbro. § 23. Unter den Gesteinen, welche zur Familie der Gabbro gerechnet werden müssen, nimmt zunächst der Saussuritgabbro eine etwas eigenthümliche Stellung ein. Es will scheinen, als führe der größte Theil der jetzt Saussuritgabbro genannten Vorkommnisse diesen Namen mit Unrecht, weil nicht echter Saussurit, sondern nur ein meist zoisitisirter Plagioklas in ihnen als Gemengtheil auftritt; es bedürfen diese Gesteine noch sehr einer erneuten, eingehenden Untersuchung. Der Saussurit wurde zuerst bestimmt in einem alpinen Gestein, das sich in erratischen Blöcken im Kanton Bern vorfindet und wahrscheinlich vom Allalinhorn, vom Matterhorn u. s. w. herstammt, wo mächtige Gabbromassen anstehend vorkommen. Mit dem Saussurit ist ein Diallag oder Smaragdit, vielleicht auch ein hellgrüner Amphibol verbunden. Rutil ist in kurzen Säulchen reichlich vorhanden; reiner, blaßrother Granat ist oft nachweisbar. Das Gestein ist recht grobkörnig. An der Wojaleite bei Wurlitz im Fichtelgebirge kommt ein Saussurit-

gabbro vor, in dem nach *v. Gümbel* Grossular als Bestandtheil des Saussurites wahrscheinlich ist. Ferner werden Saussuritgabbro noch aus Oberitalien, Corsica und Norwegen angegeben; ob sie echt sind, steht noch dahin. Eufotide ist ein namentlich in Italien und der Schweiz gebräuchlicher Name, der für diese Gesteine und andere Gabbro in unbestimmter Weise gebraucht wird.

§ 24. Auch der Zoisitgabbro ist ein seltenes Gestein, welches sich von den eigentlichen Gabbro noch sehr entfernt, indem es an Stelle des Plagioklases primären Zoisit enthält. *Becke* beschrieb ein Zoisit-Diallaggestein von Portaria auf der Halbinsel Chalkidike, *Luedecke* einen Omphacit-Zoisitgabbro von der Insel Syra. Ob diese Gesteine hierher gehören, ist zweifelhaft.

§ 25. Als eigentlicher Gabbro gilt ein im Ganzen ziemlich helles Gestein, welches in der Hauptsache aus Plagioklas und Diallag besteht. Der Plagioklas ist bald Labrador, bald Anorthit, bald spärlicher, bald reichlicher als der Diallag vorhanden. Neben vorherrschendem Diallag kommt fast immer auch noch ein anderer Pyroxen vor, sei es Augit, sei es Hypersthen. Ohne den Typus des Gesteines zu ändern tritt etwas Olivin ein; Quarz und im Schliff braune Hornblende sind ebenfalls seltenere, in geringer Menge auftretende accessorische Gemengtheile; so auch Kiese. Der Gabbro kann recht grobkörnig werden, kommt aber auch in dichten Varietäten vor; wo immer aber in oder neben dem Gabbro dichte Gesteine erscheinen, haben diese, wie erwähnt, eine andere mineralische Zusammensetzung, so dass sie nur eine geologische Facies der eigentlichen Gabbros sind. Dagegen nimmt der Gabbro ausgezeichnet flaserige Structur an, z. B. im Granulitgebiet Sachsens.

§ 26. Hornblendegabbro wird man diejenigen Gesteine nennen, welche neben Diallag entweder braune oder grüne Hornblende als primären Gemengtheil enthalten; sie nähern sich dadurch und besonders noch durch Uebergänge gar sehr den Amphiboliten. Solche Gesteine mit grüner Hornblende kommen in ausgezeichneter Weise zum Theil sehr grobkörnig am Zobtenberge und bei Baumgarten in Schlesien vor, wo eine Zoisitisirung der Plagioklase sehr schön zu beobachten ist. Flaserige Structur ist in letzteren Gebieten vortrefflich ausgebildet. Gabbro mit reichlicher primärer, brauner Hornblende werden aus Schweden mehrfach beschrieben, in den großen Hornblenden stecken Olivinkörner reichlich eingesprengt (nach *Törnebohm*). Auch im Gabbrogebiet im Radauthale im Harz kommen Gabbro mit brauner Hornblende vor.

§ 27. Olivingabbro ist eine Art zu benennen, welche bei meist dunkeler Gesammtfarbe reichlich Olivin führt. Die Grenze zwischen Gabbro und Olivingabbro ist aber nicht im Entferntesten scharf, wenngleich sich die extremen Ausbildungsarten unterscheiden. So nimmt der Olivingabbro entschieden viel weniger gern flaserige Structur an und erreicht nicht so großes Korn als der eigentliche Gabbro. Ausgezeichnete Varietäten finden sich bei Volpersdorf in Schlesien.

§ 28. Verbindet sich mit Plagioklasen ein rhombischer Pyroxen, so ergiebt dies Gesteine, welche man nach dem Vorgange *Rosenbusch*'s in der Gruppe der Norite zusammenfassen kann. Hypersthenit oder Hyperit ist ein dunkles Gestein, in welchem neben Plagioklas Hypersthen und meistens auch Olivin erscheint. Die Reihe der früher für Hyperit gehaltenen Gesteine hat sich in neuerer Zeit stark gelichtet, indem der Hypersthen mit stark metallisch glänzendem, an Interpositionen reichem, dunkelem Diallag verwechselt wurde; auch mögen die Umrandungen des Diallags durch Hypersthen zu Irrthümern Veranlassung gegeben haben. Echte Hyperite kommen im mittleren Schweden in Menge vor; sie enthalten neben Hypersthen stets auch Diallag oder Augit. Ueber ihre Lagerungsverhältnisse siehe weiter unten. Die großen Stücke sog. Paulites, des Hypersthens mit schönem, kupferfarbigem Schimmer kommen nach *Wichmann* und *Rosenbusch* auf der Pauls-Insel bei Labrador als einigermaßen porphyrische Individuen in einem Hyperit vor.

§ 29. Bronzitnorite scheinen sehr selten zu sein; Enstatitnorit, früher von *Streng* als Protobastitfels beschrieben, kommt in mehren Partien als mittelkörniges, helles Gestein in Radauthal im Harz vor; Diallag ist neben dem Enstatit wohl stets vorhanden, Magnesiaglimmer öfters. Bisweilen tritt auch Olivin (und Picotit) ein.

§ 30. In allen erwähnten Gabbroarten ist das relative Mengenverhältniß zwischen Plagioklas und Pyroxen ein sehr verschiedenes; an die gleichmäßiger gemengten

Gesteine schließen sich nun solche an, in denen einer oder mehre Gemengtheile der erwähnten Gabbroarten stark zurücktreten, ja ganz fehlen. Der Forellenstein ist ein mittel- bis grobkörniges Gemisch von Anorthit und Olivin, welch letzterer uns meist stark serpentinisirt entgegentritt; daneben ist fast immer Diallag und Hypersthen beobachtbar, und zwar gerade auch in Streifen zwischen Plagioklas und Olivin. Er findet sich bei Volpersdorf in Schlesien, bei Ceppina S. v. Bormio im Veltlin u. s. w.

§ 31. Schillerfels ist ein mittelkörniges, meist sehr dunkeles Gemenge von Enstatit mit Olivin. Beide Gemengtheile, zu denen sich noch spärlich Plagioklas gesellen kann, erscheinen meist stark umgewandelt in Bastit und Serpentin. Die bisweilen sehr großen Bastite sind stets halb-pegmatitisch von Olivin durchbrochen; die metallisch glänzenden Spaltungsflächen des ersteren haben den wenig zutreffenden Namen veranlaßt. Außer an der Baste im oberen Radauthal im Harz findet sich der Schillerfels nur noch selten, z. B. spärlich bei Volpersdorf in Schlesien.

§ 32. Zu der Familie der Gabbro gehören nun aber auch noch Gesteine, welche ganz vorwaltend aus Plagioklas bestehen, in geringerer Menge aber fast stets auch rhombische Pyroxene, Diallag und manche anderen accessorischen Mineralien, wie namentlich Titaneisen, enthalten. Mächtige Ablagerungen derselben sind in Norwegen bekannt; die bei Bergen direct als Norite bezeichneten Gesteine enthalten daselbst regelmäßig blaßrothen Granat. In Canada und im Staate New-York bilden die sog. Anorthosite den größten Theil des oberen Laurentians. In Labrador enthält der Labradorfels die großen, farbenspielenden Labradore; ein ähnliches Gestein findet sich zu Kijew in Rußland. Diese Gesteine lassen bisweilen eine sehr deutliche Schichtung wahrnehmen.

8. Lagerung. § 33. Die Gabbrogesteine haben eine merkwürdig große Verbreitung in den nördlichsten Theilen von Europa und Amerika. Sind sie auch sonst nicht gerade seltene Gesteine, so kommen sie doch anderwärts, z. B. in Deutschland, nur in geringer Verbreitung vor. Dabei zeigt sich aber wieder die Eigenthümlichkeit, daß fast stets wenigstens einige der verschiedenen Arten mit einander vergesellschaftet auftreten; zudem sind sie nicht gleichmäßig vertheilt, sondern an einzelnen Stellen relativ häufig vorhanden, während sie andernorts fehlen oder doch nur vereinzelt erscheinen. Ein großer Theil aller bekannten Gabbrovorkommnisse ist an die Gesellschaft krystallinischer Gesteine der archäischen Formation gebunden, während andere zwischen den Gesteinen jüngerer Perioden vorzukommen scheinen.

§ 34. Was zunächst die im Gebiete der archäischen Massen vorkommenden Gabbro anlangt, so hat eine große Anzahl von Geologen, die in jenen Gebieten lange gearbeitet haben, sich mit Uebereinstimmung dahin ausgesprochen, daß dort die Gabbro mit völliger Gewißheit als Glieder der archäischen Schichtensysteme auftreten. Ihre Massen sind den Gneißen, Amphiboliten u. s. w. concordant eingelagert, meist mehr oder minder dick angeschwollene, linsenförmige Lager bildend; die einzelnen Arten wechseln dabei mit einander entweder ziemlich regellos oder auch schichten- und lagenweise. Daß die Gabbro die Gneißschichten z. B. quer durchsetzen, ist noch nie beobachtet worden; dabei darf man aber nicht vergessen, daß namentlich da, wo die architektonischen Einheiten der archäischen Schichtensysteme sehr dicke Linsen bilden, die Lagerungsverhältnisse oft ungemein schwierig zu erkennen sind. Wenn also auch schwer zu erklärende Profile vorkommen, so muß doch als feststehend betrachtet werden, daß oft genug die Gabbro concordant zwischen den archäischen Schichten liegen. Dies hat man am Zobten in Schlesien,

im Granulitgebirge Sachsens, im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge, in Niederösterreich, in Graubünden, auf Elba, in Schweden, Norwegen, Schottland und Nord-Amerika vielfach constatirt.

§ 35. Im Besonderen hat man in den genannten Gebieten auch die Verbindung der Gabbro mit dem Liegenden und Hangenden studieren können. Bisweilen treten die Gabbro ganz unvermittelt und ohne Uebergang zwischen Gneißen auf; dasselbe Verhältniß findet man zwischen dem basischen Pyroxengranulit und dem saueren Orthoklasgranulit, zwischen Glimmerschiefer und Amphibolit. Viel häufiger ist aber die Verknüpfung der Gabbro mit Gesteinen der Familie der Amphibolite, in die sie übergehen und mit denen sie wechsellagern. Ist doch auch durch die Diallagamphibolite und die Hornblendegabbro eine mineralisch-lithologische Brücke zwischen diesen Gesteinsfamilien geschlagen, nehmen doch auch die in Gesellschaft von Gabbro erscheinenden, eigenthümlich flaserigen Amphibolite in Bezug auf structurelle Verhältnisse eine intermediäre Stellung ein. So erscheinen Gabbro bisweilen von Amphiboliten gänzlich eingehüllt; die Hyperite Schwedens werden stets durch granathaltige Feldspathamphibolite vom Gneiß geschieden. Auch mit Serpentinen, die aus Olivingesteinen hervorgegangen sind, verbindet sich der Gabbro gern; er erscheint ihnen eingelagert (im Fichtelgebirge, nach *v. Gümbel*), oder umgekehrt der Serpentin bildet Einlagerungen im Gabbro (bei Tromsö, nach *Pettersen*).

§ 36. Was diejenigen Gabbro anlangt, welche im Gebiete jüngerer Sedimente erscheinen, so muß zunächst darauf aufmerksam gemacht werden, daß Vieles, was früher als Gabbro angegeben wurde, nicht zu dieser Familie, sondern zu jener der Diabase gehört; zwischen einem Diabas, dessen Pyroxene diallagartig sind, und einem Gabbro, wie sie oben beschrieben wurden, herrscht eben ein bedeutender structureller, mineralischer und in der Vergesellschaftung der Arten auch geologischer Unterschied. Darnach sind wir umgekehrt berechtigt, diejenigen echten Gabbro, welche zwischen jüngeren als archäischen Sedimenten erscheinen, vor der Hand für nicht eruptive Massen zu halten, sondern für archäische, die durch besondere Lagerungsverhältnisse, resp. Störungen, nur zwischen Gesteinen, die jünger sind als sie, auftauchen.

9. Genetisches. § 37. Die Gabbro fügen sich als die basischsten Feldspathgesteine recht gut in die Reihe der archäischen Gesteine ein; bei allen diesen sehen wir eine strenge Relation zwischen chemischer und mineralischer Zusammensetzung; es erscheint auffallend, aber auch charakteristisch, daß recht grobkrystallinische, basische Gesteine mit gemeinem Augit fehlen, statt ihrer aber Gabbrogesteine auftreten. Gneiße, Amphibolite, Pyroxenite sinken in der Korngröße zu dichten Gesteinen herab, die Gabbro nicht.

§ 38. Vergleicht man die basischen Gabbro mit den gleich silicirten anogenen Gesteinen, so ergeben sich bedeutende Unterschiede in der Art und Weise, wie in beiderlei Massen von größerer oder geringerer Basicität verschiedene mineralische und structurelle Verhältnisse sich entsprechen. Zum eigentlichen Diabas tritt ein basischer Paläopikrit in Beziehung. Wie weit ist von letzteren der Schillerfels verschieden! Giebt es unter den Diabasen, welche Silur, Devon, Culm durchsetzen, etwas, was dem Labradorfels ähnlich sieht? Ist irgendwo in einem deutlich eruptiven Diabas eine locale Ausbildung als Forellenstein beobachtet worden? Kommen in Diabasen mächtige, quarzreiche, der Masse selbst genetisch angehörige Mineralgänge vor?

§ 39. Solche Erwägungen führen zu der Vorstellung, daß die petrographisch zusammengehörigen, enge verwandten Gabbrogesteine überall archäischen Alters

sind. Nun aber werden aus dem Süden Europas, aus Oberitalien, Corsica, den östlichen Donauländergebieten Gabbro, und allem Anscheine nach meist echte Gabbro angeführt, welche selbst noch die Schichten des Eocäns als eruptive Massen durchbrochen haben sollen. Diese Gebiete bedürfen aber noch weiterer, genauer Untersuchung, doch haben sich auch schon längst Stimmen erhoben, welche in der That diese Gabbro für archäische, zwischen jüngeren Schichten auftauchende Gesteine halten. Auch unter den österreichischen Geologen erheben sich Stimmen für hohes Alter der Gabbro und Serpentine Süd-Europas. Muß es nicht auffallen, daß außer den vermeintlich eocänen Gabbro auf der Insel Elba *Dalmer* dort neulich auch Gabbro entschieden im engsten Verbande mit krystallinischen Schiefern von archäischem Habitus auffand? In Südeuropa treten mit den Gabbro, wie in den archäischen Gebieten des Nordens, unter gleichen Verhältnissen Serpentine auf. Die Ansichten über die Natur dieser Gesteine, besonders in Italien, gehen weit auseinander. *Carlo de Stefani* formulirte 1878 diese jede Möglichkeit ausdrückenden Ansichten folgendermaßen: 1. Gabbro und Serpentine sind sehr alte, sedimentäre Gesteine, die wegen ihrer schweren Zerstörbarkeit übrig blieben, wie die Pyramide des Monte Viso, und dann von Eocän umlagert wurden. 2. Es sind alte, plutonische Felsarten, d. h. alte Gesteine, welche ursprünglich in der Tiefe lagen und in bestimmten Perioden nach der cretaceischen Epoche in über ihnen befindliche Klüfte eindrangen und bis zu den eocänen oder auch miocänen Schichten gelangten. 3. Es sind metamorphosirte Gesteine, d. h. abgelagert während des Tertiärs und in der Folge verändert zu Serpentin, Diabas etc. 4. Es sind vulkanische Gesteine; sie sind während des oberen Eocäns aus der Tiefe zu Tage getreten und submarin in Strömen abgelagert worden. Auch schlammige Magmen hat man diesen Gesteinen zu Grunde gelegt. 5. Es sind sedimentäre Gesteine, während des Eocäns in dem Zustande abgelagert, in welchem sie sich noch befinden. Wenn man nun noch liest, daß das gangartige Vorkommen dieser Gesteine bald behauptet, bald geleugnet wird, so wird man zugeben müssen, daß die Verhältnisse der italienischen Gabbro und Serpentine noch so unklar wie möglich sind.

§ 40. Wie deutlich und entschieden haben sich dagegen viele angesehene Forscher über die Zugehörigkeit vieler Gabbrovorkommnisse zur archäischen Schichtenreihe ausgesprochen! Wie nun aber im Besonderen die Bildung der Gabbro in der archäischen Periode zu denken, woher und wie das Material für dieselben an Ort und Stelle gelangt ist, ob sie während oder kurz nach ihrer Bildung gewissen Veränderungen unterworfen worden sind, das sind Fragen, für deren Beantwortung man nur Meinungen und Hypothesen aufstellen kann. Doch mag erwähnt werden, daß man sich durch Aussaigerung den Stoff für die Gabbros zusammengekommen gedacht hat, wofür z. B. die Umhüllung durch Amphibolite spricht, und daß man in der Structur der Flasergabbro die Folgen mechanischer Einwirkungen sehen will, worauf z. B. die zerbrochenen Gemengtheile hindeuten.

XII. Familie der Pyroxenite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	55.03	—	—	4.84	15.71	20.72	—	—	—
2.	53.16	14.03	7.14	—	5.42	14.40	2.61	—	0.60 Glv.
3.	40.39	1.68	9.98	3.32	30.12	4.78	—	—	9.86
4.	33.86	7.56	12.07	15.35	18.69	4.51	—	—	5.87 Glv.

1. Malakolithfels von Rochlitz in Böhmen am Südabfall des Riesengebirges, mit MnO 3.13. 2. Erlanfels vom Erlhammer unweit Schwarzenberg in Sachsen, mit MnO 0.64. 3. Pyroxenit-Serpentin von Heiligenblut in Kärnten, am Fuße des Groß-Glockners. 4. Pyroxenit-Serpentin

von Calagrande am M. Argentaro, Provinz Grosseto, Italien, mit TiO_2 0.69; P_2O_5 1.31.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Zu der Familie der Pyroxenite gehören dem äußeren Habitus nach sehr verschiedene Gesteine, die aber außer der Uebereinstimmung in Bezug auf Lagerungsverhältnisse das Gemeinsame haben, daß ein meist heller Pyroxen Hauptgemengtheil ist und dem Ganzen den besonderen Charakter verleiht. Im Besonderen erscheinen fast alle verschiedenartigen Mineralien, welche die Gruppe der Pyroxene bilden, doch sind hellgrüne bis farblose thonerde- und eisenarme oder -freie Salite am gewöhnlichsten. Die Substanz derselben pflegt sehr rein zu sein, die Spaltbarkeit tritt in Schliffen oft nur schwach hervor. Dunklere, und namentlich auch thonerdereichere Pyroxene sind verhältnißmäßig selten; die thonerdereicheren scheinen der Zersetzung besser zu widerstehen als die thonerdearmen. In einigen Fällen erleiden diese monoklinen Pyroxene eine Uralitisirung.

§ 3. Rhombische Pyroxene sind den monoklinen sehr häufig beigemengt, namentlich Enstatit und Bronzit; Hypersthen ist wohl noch nicht beobachtet worden. Auch ohne die Gesellschaft der monoklinen Pyroxene erscheinen Enstatit und Bronzit, die bei der Zersetzung oft in Bastit, resp. Phästin, übergehen, aber auch eine andere tiefer greifende Art der Zersetzung erleiden können; in ihrer Mikrostructur gleichen sie völlig den Vorkommnissen in Peridotiten, welche man vergleiche.

§ 4. Diallag ist von den Pyroxenen am meisten geneigt dunkele Farbe aufzuweisen, die aber gewöhnlich durch reichlich vorhandene opake Interpositionen erzeugt wird. Besonders gewöhnlich erscheint Diallag in einzelnen großen, porphyrisch hervortretenden Körnern. Wollastonit und Rhodonit treten nur selten auf; sie finden sich überhaupt fast nur in Gesteinen, welche zu dieser Familie gehören. Beide Mineralien zeigen in ihrer Substanz im Schliff große Aehnlichkeit mit den anderen Pyroxenen und sind sicher nur durch chemische Analyse bestimmbar.

§ 5. Alle Pyroxene finden sich fast stets ohne eigene Formentwickelung in polygonalen oder rundlichen Körnern in reinen oder mit anderen Gemengtheilen untermischten Aggregaten; Zwillingsbildungen sind selten, außer vielleicht beim Diallag. Von anderen Gemengtheilen treten namentlich Glieder der Spinellgruppe als Einschlüsse auf; Flüssigkeitseinschlüsse kommen vor.

§ 6. Obwohl die Pyroxenite nicht selten fast ausschließlich aus Pyroxenarten bestehen, so kommen doch mit letzteren auch andere Mineralien aggregirt vor, durch welche dann aber die einzelnen, hierher zu rechnenden Gesteine sich weit von einander unterscheiden. Quarz und Feldspäthe sind im Ganzen ziemlich spärlich; denn diejenigen pyroxenhaltigen katogenen Gesteine, in denen sie reichlich vorhanden sind, gehören ihrem Vorkommen nach zu anderen Familien, wie die Pyroxen-Granulite, Augitgneiße, Gabbro u. s. w.

§ 7. Von Amphibolen treten in das Gemenge der Pyroxenite namentlich sehr lichte, zum Grammatit oder Strahlstein gehörige Arten ein, deren chemische Zusammensetzung immerhin nach einzelnen Vor-

kommnissen noch verschieden genug sein mag. Recht dunkele Amphibole kommen nicht vor. Eigene Formentwickelung fehlt durchgängig, Zwillingsbildung auch.

§ 8. Von anderen Mineralien sind noch folgende zu erwähnen. Arten der Spinellgruppe fehlen zwar oft gänzlich, sind aber in mehren Fällen auch recht reichlich vorhanden. Die makroskopisch meist kaum nachweisbaren dunkelen Körnchen sind im Dünnschliff grün, braun bis gänzlich opak in den verschiedensten Farbentönen und dürften darnach allen Arten vom Spinell durch Pleonast und Picotit bis zum selteneren Magnetit angehören. Sie sind meist frei von Einschlüssen und oft in sehr großer Anzahl in kleinen, rundlichen Körnchen vorhanden.

§ 9. Granat ist in gewissen Pyroxeniten ziemlich reichlich vorhanden mit denselben Eigenschaften, wie in Peridotiten; vergl S. 238. Merkwürdig ist das Auftreten des Vesuvians gleichsam als Vertreter des Granates in anderen Pyroxeniten; die Vesuviane von röthlich-bräunlicher Farbe erscheinen in länglichen Körnchen, die sich von Granat nur optisch unterscheiden. Ein besonders häufiger Gast ist ferner der Titanit, dessen spindelförmige Körnchen zwar mikroskopisch klein, aber oft recht reichlich vorhanden sind; die Unterscheidung desselben vom Vesuvian kann sehr schwierig sein. Biotit, Epidot, Staurolith sind nur in wenigen Vorkommnissen anzutreffen.

§ 10. In einigen Pyroxeniten treten Carbonspäthe und zwar meist ziemlich reichlich auf; Kalkspath, eisenhaltiger Bitterspath, Manganspath sind nachgewiesen worden. Einschlüsse der Silicate in ihnen sind nicht selten. Zu erwähnen sind noch Apatit und verschiedene opake Eisenerze.

3. Structur. § 11. Die Pyroxenite sind zum größeren Theile mittel- bis feinkörnige oder dichte Gesteine, doch giebt es auch gröber körnige Vorkommnisse; hin und wieder treten einzelne Gemengtheile, namentlich auch Pyroxene anderer Art, als wie sie die Hauptmasse enthält, porphyrisch hervor. Parallelstructur kann sehr deutlich ausgebildet sein, so daß die Gesteine selbst schiefrig sind; in mächtigeren Ablagerungen ist der Kern oft richtungslos körnig struirt und von einer schiefrigen Hülle umgeben; aber auch einzelne Schichten oder Bänke zeigen nicht selten richtungslos körnige Structur.

§ 12. Meist erst unter dem Mikroskop ist eine gewisse Neigung der Körner eines und desselben Gemengtheiles sich zu aggregiren erkennbar, sei es daß sie zu kleinen Putzen sich anhäufen, sei es daß sie in einzelnen Lagen reichlicher vorhanden sind. Wahrscheinlich liegen auch sehr oft bei deutlicher Parallelstructur die Pyroxene mit ihren Verticalaxen einander und den Schichtungsebenen annähernd parallel. Anscheinend zerbrochene und durch kleinere Körner einer ähnlichen Mineralart wieder verkittete Gemengtheile kommen in einzelnen Fällen vor.

4. Lagerung. § 13. Die Pyroxenite erscheinen seltener in großen, mächtigen Complexen; gewöhnlich treten sie in Schichten und Lagern von nicht großer, bisweilen von sehr geringer Mächtigkeit concordant zwischen anderen geschichteten Gesteinen auf. Die Schichten sind oft

nur kurz, die Masse hat dann die Form mehr oder minder bauchiger Linsen, so daß dann Pyroxenite anscheinend selbst stockförmig auftreten können. Uebergänge in Amphibolite, in Gabbro, in Kalke sind vorhanden, doch wechsellagern die Pyroxenite manchmal auch mit sehr scharfen Grenzen ohne Uebergänge mit anderen katogenen Gesteinen. Sämmtliche Pyroxenite sind archäischen Alters; sie finden sich in den tiefsten Stufen bis hinauf in die höchsten. Ueber einiges Zweifelhafte in der Lagerung gewisser Pyroxenite vergleiche die ihnen nahe verwandten Peridotite.

5. Arten der Pyroxenite. § 14. Wie erwähnt, weichen die zu den Pyroxeniten gehörigen Gesteine weit von einander ab, schließen sich aber im Allgemeinen an die Amphibolite, Grünschiefer und Gabbro an, und zwar auch in Bezug auf die Mikrostructur der Gemengtheile. An die Salitamphibolite reihen sich die amphibolfreien Gesteine an, in welchen sich Salit oder ein ihm nahe stehender Pyroxen mit Quarz und Feldspäthen zu meist sehr feinkörnigen bis dichten Gesteinen aggregirt. Mit Rücksicht auf die Structur, welche die wenigen bekannten Vorkommnisse aufweisen, kann man die Gesteine Salitschiefer nennen; eine Abart bildet der Biotitsalitschiefer. Hierher gehört auch der in § 1 erwähnte Malakolithfels von Rochlitz, der auch Kiese führt, und der lichtgrüne bis lichtröthliche Erlanfels vom Erlhammer; beide letzteren Gesteine enthalten auch Amphibol, Epidot, Kalkspath u. s. w.

§ 15. Kalkdiopsidschiefer nannte *Schumacher* ein grünliches, mit Lagenstructur ausgestattetes Gestein aus Calcit, Diopsid (wohl gleich Salit?) und Titanit, wozu sich etwas Quarz und Feldspäthe gesellen. Lenticuläre Einlagerungen mit reichlichem Gehalt an Biotit oder Vesuvian kommen vor; das Gestein findet sich zu Deutsch-Tschammendorf bei Strehlen in Schlesien, archäischem Quarzit eingelagert.

§ 16. Sagvandit nannte *Pettersen* nach dem Vorkommen am See Sagvand auf dem Festlande östlich von Tromsö ein Gestein mit massiger Structur, in Schiefer eingelagert, das vorwiegend aus einem graulichen Bronzit und eisenhaltigem Magnesit besteht. Nächstdem findet man reichlich kleine Körnchen eines dem Picotit nahe stehenden Spinells, Blättchen eines farblosen Glimmers und vereinzelt Pyritkörnchen.

§ 17. Ein Gestein, vorherrschend aus Plagioklas und einem hellen Pyroxen bestehend, mit Quarz, Titanit und Vesuvian vermischt, kommt zu Roguedas, südlich von Vannes, in der Bretagne in Gneiß eingelagert vor. Wollastonit soll sich nach *Cross* am Meeresufer secundär aus Plagioklas gebildet haben. Fast dasselbe mittel- bis feinkörnige Mineralgemenge findet sich als sog. Wollastonitfels am Bellenwald bei Gengenbach im südlichen Schwarzwald im Gneiß; der Wollastonit, entschieden primär, bildet längliche Körner mit guter Spaltbarkeit. Ein ähnliches Gestein findet sich zu Grenville in Canada, im laurentischen Kalkstein eingelagert.

§ 18. Der Rhodonitfels findet sich in der südlichen Bukowina in mehren handbreiten bis zwei Meter mächtigen Lagen, dem Glimmerhornblendeschiefer oder dem Hornblendeschiefer eingelagert. Es ist ein graugrünliches bis fleischfarbenes Gestein von sehr feinem Korn und enthält außer einigen anderen Silicaten auch noch mehre andere Manganmineralien. Wahrscheinlich bildet auch der Rhodonit von Ssedelnikowa bei Jekaterinburg im Ural ein ähnliches Gestein; *Kantkiewicz* fand unter dem Mikroskop außer Kieselmangan einen Carbonspath und ein apolares Mineral, wahrscheinlich Granat (?). Ob Rhodonitvorkommnisse in paläozoischen Formationen ähnlicher Art sind, ist ungewiß.

§ 19. Jadeit findet sich unter ähnlichen Umständen wie Nephrit, hat sich aber im Gegensatz zu letzterem als ein hauptsächlich aus einem Pyroxen von heller Farbe bestehendes Gestein erwiesen; Quarz ist meist in verschieden starkem Grade beigemischt; bisweilen treten wohl noch andere Mineralien accessorisch hinzu. Jadeite sind hellfarbige, grünliche, dichte bis grobkrystallinische Massen und dürften sich anstehend in Birma (Hinterindien) und Mexico finden. Sollten sich die Nephrite als aus uralitisirtem Pyroxen bestehend erweisen, so würden sie ebenfalls hierher gehören.

§ 20. Diallagit kann man ein seltenes Gestein nennen, welches fast ausschließlich aus Diallag besteht; wo es gefunden wurde, stand es in Verbindung mit Gabbro. *Wichmann* beschreibt aus Labrador einen grobkörnigen Magnetitdiallagit. Enstatitfels, fast gänzlich aus Enstatit bestehend, ist mehrfach be-

schrieben worden; so aus dem Harz, von Kornkopje und Holfontein, S. v. Lydenburg in Transvaal.

§ 21. Es giebt noch eine ganze Reihe von Pyroxeniten, die uns bis jetzt nur ausnahmsweise in frischem Zustande bekannt sind; sonst haben die Gemengtheile dieser Gesteine eine Umwandlung in wasserhaltige Magnesiasilicate erlitten, und die Gesteine erscheinen als Pyroxenit-Serpentine. Schon bei den Amphiboliten fanden wir Serpentine; viel häufiger sind letztere aus Pyroxeniten entstanden, was man allerdings erst in den letzten Jahren erkannt hat. Man kann sich deshalb auf die Angaben in der Litteratur nur in geringem Grade verlassen, und wahrscheinlich werden sich immer mehr Serpentine als aus Pyroxeniten entstanden erweisen. Geeignet zur Serpentinbildung sind thonerdearme, helle Amphibole und eben solche Pyroxene, namentlich Salit, Bronzit, Enstatit. Bei der Serpentinisirung dieser Mineralien wird der Kalkgehalt derselben weggeführt, wie man aus der Vergleichung von Reihen Gesteinsanalysen, wie sie *Hussak* zusammengestellt hat, erkennen kann. Je weniger unzersetzte Pyroxenpartikeln im Gestein vorhanden sind, um so geringer ist der Kalkgehalt desselben. Die Serpentinisirung geht bei Pyroxen und Amphibol ebenso von den Grenzen der Körner und den Spalten aus, wie beim Olivin, oft auch unter Abscheidung, sei es von Magneteisen, sei es von einem anderen opaken, vielleicht bisweilen amorphen Eisenerz. Es bildet sich ein Netzwerk von Strängen und Streifen solcher opaken Körnchen heraus, deren Inneres von dem wasserhaltigen Magnesiasilicat, resp. Resten der unzersetzten Mineralien eingenommen wird. Es scheint für Pyroxenit-Serpentine charakteristisch zu sein, daß die Streifen opaker Körnchen gerade sind und ein bienenwabenartiges Netzwerk bilden; doch kommen auch unregelmäßiger vertheilte Opacite vor.

§ 22. Was das wasserhaltige Magnesia-Silicat betrifft, so bildet es bisweilen hellgrüne Blättchen von chloritartigem Habitus, die sich sehr oft senkrecht durchkreuzen, schwach doppelbrechend, dichroitisch und rhombisch sind. *Hussak* fand bei alpinen Serpentinen dieselben auch in Bezug auf chemische Zusammensetzung dem Antigorit aus der Val Antigoria in Piemont ähnlich. In anderen Pyroxen-Serpentinen, wie in mehren aus dem Granulitgebiet Sachsens, ist aber die serpentinöse Substanz unter dem Mikroskop scheinbar ziemlich homogen, bisweilen mit abweichend gefärbter centraler Partie und nicht dichroitisch, zerfällt aber zwischen gekreuzten Nicols ebenfalls in Blättchen, welche oft auf einander senkrecht stehen und dann den Eindruck von zwillingsmäßiger Verwachsung machen. Auch Talkblättchen entstehen nicht selten. Ebenso findet man die Abscheidung vom Chrysotil in makro- und mikroskopischem Maßstabe bei den Pyroxenit-Serpentinen. Sind in Serpentinen die Pyroxene insgesammt gänzlich zersetzt, so scheint es fraglich, ob es möglich sein wird, solche Gesteine als Pyroxenit-Serpentine zu erkennen, oder ob eine Verwechslung mit Peridotit-Serpentinen unvermeidlich sein wird. Bilden doch auch die beiderlei Urgesteine mannigfache Uebergänge in einander in Bezug auf mineralische Zusammensetzung.

§ 23. Von den bereits erwähnten Pyroxenitarten gehen der Enstatitfels und der Jadeit in Serpentin über. Andere Serpentin liefernde Pyroxenite von massiger bis dünnschiefriger Structur sind folgende Gesteine. Ein Enstatitpyroxenit, d. h. ein Pyroxenit aus salitartigem Pyroxen mit Enstatiteinsprenglingen und einer Beimengung von sehr blaßgrünem Strahlstein nebst einer großen Menge kleiner hellbrauner Körnchen einer Spinellart findet sich zu Rußdorf in Sachsen. Diallagsalitfels oder -schiefer liegt einigen von *Hussak* beschriebenen, alpinen Serpentinen zu Grunde. Granatpyroxenit ist das Urgestein vieler Serpentine des sächsischen Granulitgebirges; sie führen auch Chromit. Dem in § 1 erwähnten Serpentin vom Monte Argentaro liegt ein Hornblendeenstatitfels zu Grunde, nach *Cossa* bestehend aus Enstatit mit Hornblende und titanhaltigem Eisenerz. In wie weit auch Olivin — sagen wir als accessorischer Gemengtheil — diesen Pyroxeniten beigemengt gewesen ist, läßt sich kaum entscheiden; nicht unwahrscheinlich ist es, daß Olivin in solchen Gesteinen zuerst der Zersetzung erliegt. Ueber alle Verhältnisse der Pyroxenit-Serpentine vergl. auch die folgende Familie der Peridotite.

XIII. Familie der Peridotite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	H_2O
1.	45.68	6.28	0.26	—	9.12	34.76	2.15	1.21
2.	43.84	1.14	0.42	—	8.76	44.33	1.71	1.06
3.	41.63	1.46	1.20	3.85	4.67	33.97	3.57	9.02
4.	41.13	0.84	Spur	3.86	2.77	41.88	Spur	10.88
5.	40.77	3.21	2,81	1.79	6.12	21.24	13.74	10.70
6.	39.61	1.68	—	—	8.42	42.29	Spur	5.89

1. Lherzolith von Baldissero in Ober-Italien. **2.** Enstatitperidotit von den Klippen St. Paul im Atlantic, mit MnO 0.18; NiO 0.51. **3.** Serpentinisirter Aktinolithperidotit vom Kühstein bei Erbendorf in der Oberpfalz, mit CO_2 0.86 und Spur von MnO. **4.** Peridotit-Serpentin von Bonhomme in den Vogesen, mit Spuren von Alkalien und von MnO, NiO. **5.** Serpentin ähnliches Gestein vom Kellerrangen bei Erbendorf. **6.** Aktinolithperidotit von Karlstätten in Niederösterreich.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Der fast stets vorherrschende Gemengtheil aller Peridotite ist der Olivin; die chemische Zusammensetzung dürfte in Bezug auf den Eisengehalt bedeutenden Schwankungen unterliegen, die sich in der mehr oder minder intensiven Farbe aussprechen. Die an Eisen ärmsten Peridote sind im Dünnschliff nahezu farblos; in selteneren Fällen wird ein hoher Eisengehalt durch opake Interpositionen erzeugt, die in ungeheurer Menge, aber beinahe staubartiger Größe gleichmäßig im Olivin vertheilt sind. Sonst pflegt die Substanz des Olivins sich fast stets ganz frei von Interpositionen zu erweisen; am ehesten finden sich noch Körner einer Spinellart eingeschlossen; Flüssigkeitseinschlüsse sind in wenigen Fällen beobachtet worden. Zwillingsbildung ist nicht erkennbar. Stets erscheint der Olivin in Form von Körnern ohne eigene Formentwickelung; die Spaltbarkeit ist bisweilen ziemlich kräftig ausgebildet, aber doch sind unregelmäßige Sprünge noch häufiger.

§ 3. Von außen her und von allen Klüften erleidet der Olivin eine Umwandlung in ein wasserhaltiges Magnesiasilicat, meist mit Abscheidung von Eisen in Form von Körnchen, seltener von Kryställchen von Magnetit. Das wasserhaltige Magnesiasilicat führt den allgemeinen Namen Serpentin, und es sind Peridotite, welche wahrscheinlich in den meisten Fällen aus sich das Gestein Serpentin haben hervorgehen lassen. Das wasserhaltige Magnesiasilicat wird wohl nicht stets dieselbe stöchiometrische Zusammensetzung aufweisen; es deutet darauf schon der mikroskopische Befund, indem das secundäre Product bald mehr die Form von Blättchen, bald mehr von Nädelchen und Fasern hat; Chrysotil, Pikrosmin, Metaxit und andere Mineralien mögen hier vorliegen. Indem dieser Serpentin von allen Klüften aus sich aus dem Olivin herausbildet, findet man in einem gewissen Stadium Körnchen von Olivin in einem Maschenwerk von Serpentin; der Magnetit wandert dabei noch vorzugs-

weise nach der Mitte der Serpentinstränge hin, also an die Stelle der ursprünglichen Kluft. Die Maschenstructur mit rundlichen Zellen kann bis zu einem gewissen Grade als Erkennungszeichen für die Entstehung des Serpentins aus Olivin benutzt werden, wenn letzterer gänzlich aufgezehrt ist; denn in der Anordnung der Serpentintheilchen offenbart sich noch immer der Gang der Zersetzung. Doch ist nicht zu vergessen, daß Pyroxene ein sehr ähnliches Maschennetz liefern, und daß andererseits Olivin sich auch in Serpentin umwandeln kann, ohne Maschenstructur anzunehmen.

§ 4. Nächst Olivin nehmen Pyroxene an der Zusammensetzung der Peridotite Theil. Der monokline, stark glänzende, in frischen Gesteinen mit bloßem Auge gut erkennbare Augit ist stets von sehr lichter Farbe, bisweilen ziemlich kräftig grün durch Chrom gefärbt. Der Name Chromdiopsid ist aber doch nicht empfehlenswerth; auch nähern sich solche Augite in ihrer Structur sehr oft dem Diallag. Letzterer tritt aber auch in typischer Ausbildung, zum Theil reichlich mit Interpositionen ausgestattet, auf. Von rhombischen Pyroxenen findet sich namentlich häufig der Bronzit; wenig seltener ist der Enstatit, während Hypersthen wohl nur ausnahmsweise erscheint. Die feine Streifung ist für die beiden ersteren Mineralien recht charakteristisch; Interpositionen fehlen dem Enstatit oft ganz, sind aber im Bronzit häufiger. Cylindrische Hohlräume parallel der Verticalaxe, bisweilen zum Theil von opaker Substanz vielleicht secundär erfüllt, sind meist recht charakteristisch ausgebildet. Alle Pyroxene treten, wie der Olivin, als Körner auf.

§ 5. Bei der Zersetzung der rhombischen Pyroxene nimmt die Streifung und Faserung parallel der Verticalaxe zu, zum Theil von unregelmäßigen Querspalten aus. Durch die Modification des Bastites hindurch entsteht nicht selten ein Endprodukt der Zersetzung, welches ebenfalls mit dem allgemeinen Namen Serpentin belegt werden kann, sich aber doch noch durch die meist langfaserige Structur von dem Zersetzungsprodukte der Olivine kräftig unterscheidet. In sehr ähnlicher Weise verläuft aber auch die Zersetzung des Diallags, während bei dem monoklinen gemeinen Augit die Zersetzung in ähnlicher Weise wie beim Olivin vor sich geht, wie das bei den Pyroxeniten beschrieben worden ist. Makroskopisch ist hier die Unterscheidung ganz unmöglich, und auch unter dem Mikroskop ist sie sehr schwer, wenn sich keine Reste der ursprünglichen Mineralien mehr finden.

§ 6. Von Amphibolen tritt nur in wenigen Fällen eine braune Hornblende, zum Theil unter besonderen, beim Granat zu besprechenden Verhältnissen, auf. Viel gewöhnlicher ist eine thonerdearme, lichtgrünliche bis farblose Hornblende, die allgemein als Aktinolith bezeichnet werden kann. Dieselbe bildet compacte oder zerfaserte, oft ziemlich lange und im Handstück recht wohl wahrnehmbare Säulchen und Nadeln, die aber doch auch in der Säulenzone meist nicht krystallographische Begrenzung aufweisen, aber gut spalten. Nicht unwahrscheinlich ist es, daß in manchen fast gänzlich serpentinisirten Peridotiten auch secundäre Grammatitfasern erscheinen, zum Theil neben primären.

§ 7. Bei der Zersetzung des Aktinolithes scheinen sich zum Theil sehr complicirte Processe abzuspielen, die aber immer auf eine Entfernung des Kalkgehaltes aus dem Gesteine hinauslaufen. Von Längsspalten und Querlüften aus geht die Zersetzung vor sich, mit den unzersetzten Kernen die charakteristische Fenstergittern ähnliche Structur bildend. Neben einer regellos feinfaserig blättrigen Substanz, die man nur allgemein als Serpentin bezeichnen kann, bilden sich klare, grüne Blättchen eines Chlorites heraus, die auch makroskopisch wahrnehmbar sind; in mehren Fällen ist Klinochlor als secundäres Product erkannt worden. Aber auch farbloser Talk kann sich aus der Hornblende entwickeln in filzig schuppigen Aggregaten. Calcit wurde in eigenthümlicher Weise als Kern der aus Olivin hervorgegangenen Serpentinmaschen gefunden.

§ 8. Ein Mineral der Spinellgruppe findet man wohl in allen Peridotiten. Es ist für diese ein geringer oder auch bedeutenderer Gehalt an Chrom recht charakteristisch, und dieser findet sich viel häufiger in den Spinellen als in den Pyroxenen. Grüner Pleonast ist selten beobachtet worden; gewöhnlich weisen die Spinelle braune Farbentöne in verschiedensten Nuancen auf; tief braun gefärbte sind am häufigsten; sie sind bald als Picotit, bald direkt als Chromit zu bezeichnen. Letzterer ist öfter mit Magnetit um- oder verwachsen, doch dürfte sonst in den serpentinisirten Peridotiten letzterer meistens secundären Ursprungs sein. Eine größere Ausscheidung desselben in ursprünglich eisenreichen Gesteinen bedingt den Magnetismus der Serpentinfelsen, welcher im Anfange unseres Jahrhunderts ein unlösbares Problem bildete, weil makroskopisch der fein vertheilte Magnetit nicht wahrnehmbar ist, außer daß er eben die schwarze Farbe vieler Serpentine bedingt. Die Spinelle erscheinen bald in großer Zahl in kleinen Körnchen, auch in solchen von annähernder Oktaederform, bald in wenigen, aber größeren Individuen und sind in frischen Gesteinen durch ihre dunkele Farbe leicht erkennbar. Der Zersetzung leisten sie aufs Aeußerste Widerstand.

§ 9. Die Granaten in den Peridotiten sind fast stets frei von Einschlüssen anderer Gemengtheile und erscheinen ebenfalls nicht in Form von Krystallen, sondern in rundlichen Körnern, die sich oft unmittelbar mit den Körnern der anderen Gemengtheile berühren. In vielen hierher gehörigen Gesteinen sind aber die Granaten von einer Schale anderer Gemengtheile eng und allseitig umschlossen. Obwohl dieselbe in verschiedenen Gesteinen verschiedene Zusammensetzung hat, kann man sie doch recht gut mit dem von *Schrauf* freilich in etwas anderem Sinne aufgestellten Namen als Kelyphit-Rinde belegen. Die Rinde hat stets eine radialstrahlige Structur, indem die einzelnen Mineralstengel senkrecht auf der Oberfläche des Granates stehen; bisweilen ist die Structur mehr büschelig. Meist kann man noch zwei Zonen unterscheiden, die entweder durch Art oder Größe oder Stellung der Mineralien verschieden sind. So findet sich namentlich auch zu äußerst eine sehr feinkörnige Pyroxenschicht. Gegen den Granat setzt die Kelyphitrinde stets scharf ab, nach außen löst sie sich aber bisweilen auf. Die vorwaltenden Be-

standtheile des Kelyphites sind Stengel eines hellen, monoklinen Pyroxens; dazu treten bisweilen noch Stengel von bräunlicher Hornblende und selbst stengelige Individuen von braunem Spinell. Die Mineralstengel pflegen sehr dünn zu sein; durch Zersetzung wird die Structur des Kelyphites noch mehr faserig. Während die Kelyphitrinde die Granatkörner meist allseitig umschließt, fehlt sie bisweilen da, wo ein Pyroxenkorn dicht an den Granat anstößt. Doch kommen auch Kelyphitkügelchen vor, die gar kein Granatcentrum besitzen, in denen vielmehr die Büschel sich im Centrum treffen; in solchen Kelyphitkügelchen liegen bisweilen in der mittleren Partie größere Spinellkörner. Die Kelyphitmassen sind entschieden primäre Mineralaggregate; sie entsprechen vollkommen der sog. centrischen Structur, Verhältnissen, wie sie z. B. bei den Pyroxengranuliten beschrieben wurden. Der Kelyphit ist im frischen Zustande wasserfrei. Es mag hier angeführt werden, daß *A. v. Lasaulx* Kelyphitrinden auch um mehre Centimeter große Granate im krystallinischen Kalkstein von Pargas auf Ahlö bei Finnland fand, wo bei gröberem Korn die Erscheinung noch leichter deutbar war. Die Kelyphitzone um Granat findet sich ganz ebenso wie in Peridotiten, auch in Pyroxeniten, z. B. in den Pyroxenit-Serpentinen von Waldheim und Greifendorf in Sachsen. Ob sich aber nicht gar auch die bisher als Peridotit-Serpentine mit Granat und Kelyphitrinde gedeuteten Gesteine alle als Pyroxenite erweisen werden?

§ 10. Von primären Gemengtheilen, welche nur seltener und in spärlicherer Menge in Peridotiten auftreten, ist zunächst ein weißer Glimmer zu erwähnen; Kiese sind im Allgemeinen nicht häufig; für Titanmineralien fehlt es noch an Nachweisen, vielleicht erscheint bisweilen Titaneisen. Feldspäthe treten nur äußerst selten in Uebergangszonen in wirkliche Peridotite ein. *Pettersen* erwähnt im nördlichen Norwegen einen mit Labrador durchflochtenen Serpentin, der vielleicht hierher gehört. In serpentinisirten Diallagperidotiten im Ural findet sich accessorisch Platin.

3. Zersetzung. § 11. Obwohl die Peridotite sehr leicht in fast allen Gemengtheilen der Zersetzung anheimfallen, so findet man doch auch völlig frische Peridotite an der Erdoberfläche und dazu noch in sehr großen Massen. Die Verwitterungskruste auf solchen Peridotitfelsen ist oft nur wenige Millimeter dick; bisweilen enthält sie talkartige Zersetzungsproducte, und es ragen namentlich die rhombischen Pyroxene knotenartig daraus hervor. Unter dieser Kruste kann man im Gestein kaum erst Spuren einer Zersetzung erkennen. An einigen Vorkommnissen beobachtet man an Stelle einer gleichmäßig vorschreitenden Zersetzung eine Auflockerung des Gesteins in Olivinsand; *Reusch* fand in solchen Vorkommnissen in Norwegen zwischen den Körnern von Olivin im festen Gesteine sehr kleine Hohlräume.

§ 12. An anderen größeren Peridotitvorkommnissen kann man aber auch halbwegs serpentinisirte Partien neben ganz frischen vorfinden, und zwar scheinen namentlich die äußeren Theile einer Ablagerung stärker serpentinisirt, als die inneren. Solche Gesteine bilden dann den Uebergang zu denjenigen, die mehr oder minder gleichmäßig durch die

ganze Masse hin serpentinisirt sind. Aber die verschiedene Geneigtheit in Serpentin überzugehen hat doch zu der Vermuthung geführt, es sei der Proceß der Serpentinisirung überhaupt verschieden von dem der Zersetzung durch Atmosphärilien und unter besonderen Umständen im Erdinneren in uns unzugänglichen Tiefen vor sich gegangen. Es sind aber eben nicht die Atmosphärilien, sondern vielmehr die im Erdinneren circulirenden Sickerwasser, welche die Serpentinisirung im Laufe der Zeit bewirkt haben. Hierbei mögen sehr geringfügige, von uns kaum erkennbare oder nachweisbare Umstände auf die Serpentinisirung beschleunigend oder verzögernd eingewirkt haben, so daß bisweilen der frische Olivinfels erhalten blieb.

§ 13. Abgesehen von der Wegführung des Kalkgehaltes aus Gemengtheilen der Peridotite besteht der Proceß der Serpentinisirung nicht einfach in einer Aufnahme von Wasser, sondern es müssen noch Kieselsäure und Magnesia aus dem Gesteine hinweggeführt worden sein; denn nirgends findet man Anzeichen, daß mit der Serpentinisirung eine Volumvergrößerung stattgefunden habe. Hiermit stimmt überein, daß die zu einem ursprünglichen Olivinindividuum zusammengehörigen Reste im Serpentinmaschennetz nicht aus ihrer ursprünglichen Lage gerückt sind, was man im Schliff an der gleichmäßigen Orientirung der optischen Elasticitätsaxen erkennen kann. Die weggeführte Magnesia findet man bisweilen auf Klüften des Gesteins in anderen Verbindungen noch vor. So als dichter Magnesit, im sog. edlen Serpentin, im Pikrosmin, Pikrolith, Chrysotil und einer größeren Anzahl anderer magnesiahaltiger Mineralien. Die Kieselsäure findet man wieder als Hornstein, Jaspis, Chrysopras, Chalcedon, Opal; bei noch weiter fortschreitender Zersetzung erleidet selbst das gänzlich serpentinisirte Gestein noch weitere Umwandlung namentlich durch Ablagerung von zum Theil wasserhaltiger Kieselsäure, durch sog. Opalisirung. Zugleich wird aber auch der secundäre Magnetit wieder in Hydrate umgewandelt. Alle diese bisher erwähnten mannigfaltigen Zersetzungs- und Neubildungsproducte, deren Zahl im Ganzen eine sehr große ist, bedingen das buntfleckige Aussehen vieler Serpentine, die davon den jetzt bei uns wenig gebräuchlichen Namen Ophiolith erhalten haben.

§ 14. Die Peridotite sind die alkalienärmsten Silicatgesteine der Erde. Ueberall, sei es im frischen, sei es im serpentinisirten Zustande, zeichnen sie sich durch große Sterilität aus; nackte Felsen und Klippen von Serpentin sind eine sehr gewöhnliche Erscheinung, denn die wasserhaltigen Magnesiasilicate sind an sich schon sehr stabile Verbindungen, die durch Atmosphärilien nur langsam zerstört werden; gar manche vereinzelten hohen Berge bestehen aus Serpentin. Eine unregelmäßige Zerklüftung trägt nur dazu bei, gewaltige Block- und Felsmeere zu erzeugen. Beim Transport durch fließende Gewässer aber werden die weichen Silicate leicht zerrieben, und es erklärt sich auf diese Weise die Seltenheit von Serpentingeröllen in Conglomeraten, Flußablagerungen u. s. w.

4. Accessorische Bestandmassen. § 15. Die aus dem Peridotit

entführte Magnesia und Kieselsäure kommen häufig in Gängen und Netzwerken von Adern und Trümmern vor. Diese Massen aber können nur im weiteren Sinne als accessorische Bestandmassen gelten; es finden sich auch, obschon selten, primäre Mineralgänge in Peridotit-Serpentinen, wo sie dann zugleich mit dem Gesteine eine Zersetzung und Umwandlung erlitten haben.

§ 16. Besonders wichtige accessorische Bestandmassen bildet in den Peridotiten, resp. in den davon abstammenden Serpentinen der Chromeisenstein; er findet sich zum Theil ganz rein, öfter von Magnetit begleitet, in Nestern, Knauern, Linsen, Gängen, Schnüren, Adern, meist in ganz unregelmäßiger Vertheilung. Die Ablagerungen von Chromeisenstein erreichen bisweilen sehr bedeutende Dimensionen, müssen aber überall als primäre accessorische Bestandmassen der Peridotite aufgefaßt werden. Man kennt kein irgendwie bedeutendes selbständiges Vorkommniß, das nicht mit Peridotiten in Verbindung stände. Die auch bei den anogenen Gesteinen sich zeigende Verbindung des Olivins mit Chromspinell ist eine noch vollkommen räthselhafte Erscheinung, die aber bei der genetischen Deutung der Peridotite ausgiebig berücksichtigt werden muß.

5. Structur. § 17. Wie erwähnt, treten die Gemengtheile der Peridotite insgesammt in Form von Körnern auf; die Verbindung derselben kann aber doch eine so enge sein, daß Bruchflächen des frischen Gesteins eben sind; andere Vorkommnisse weisen einen völlig sandsteinähnlichen Habitus auf. Aus dem gleichmäßig körnigen Gemenge lieben es besonders die Diallage und rhombischen Pyroxene in größeren Individuen einsprenglingsartig hervorzutreten; dabei können sie ziemlich bedeutende Dimensionen erreichen; qcm große spiegelnde Spaltungsflächen derselben sind in Serpentinen keine seltene Erscheinung.

§ 18. Wie der Chromit in größeren, aus ihm allein bestehenden Putzen auftritt, so erscheinen auch die Pyroxene in ähnlichen Aggregaten derselben Art und erreichen in den Individuen eine bedeutende Größe. So sind z. B. die großen Bronzite, theilweise in Phästin umgewandelt, aus dem Serpentin des Paterlesberges bei Kupferberg in Ober-Franken bekannt; auch der Enstatit erscheint so. *Reusch* beschreibt ferner aus dem Peridotit von Almeklovdal in Norwegen nuß- bis faustgroße Knollen von sehr reinem Olivin, die meist aus einem Individuum bestehen und von einer gröber als gewöhnlich körnigen Olivinzone umgeben sind. Größere Hohlräume, in welche Olivinkrystalle hineinragen, scheinen selten zu sein; bekannt sind die schönen, großen Serpentin-Pseudomorphosen nach bisweilen auch verzwillingtem Olivin von Snarum in Süd-Norwegen.

§ 19. Die Peridotite weisen eine rein massige, richtungslos körnige bis dünn- und ebenschiefrige Structur auf; ja es scheint, als kämen die Extreme gerade am häufigsten vor. Doch giebt es auch geschichtete Peridotite, in denen innerhalb der einzelnen Schichten massige Structur erscheint; die Schichten sind dann entweder mineralisch von einander verschieden zusammengesetzt, oder es tritt auch nur auf Schichtungsflächen irgend ein Gemengtheil besonders reichlich auf, z. B. Aktinolith. Ebenso giebt es natürlich auch rein massige Serpentine bis Serpentin-

schiefer, wie letztere mehrorts in den Alpen in ausgezeichneter Weise vorkommen; auch findet man schiefrige Varietäten als äußere Hüllen um massige Kerne. Eine primäre Faltung des frischen, schiefrigen Peridotites wies *Reusch* in Almeklovdal nach.

6. Lagerung. § 20. Bei den Peridotiten und den von ihnen abstammenden Serpentinen ist in sehr vielen Fällen auf das Unzweifelhafteste nachgewiesen worden, daß sie in Schichten, concordant zwischen andere geschichtete Gesteine eingelagert, vorkommen, und daß sie dabei selbst oft genug geschichtet sind. Erscheinen sie nun zwischen den geschichteten krystallinischen Schiefern der archäischen Perioden, so ist auch für sie, wie für alle diese Gesteine, die Linsenform der Lager charakteristisch; dabei sind dickbauchige Linsen nicht ungewöhnlich. Letztere können leicht als Stöcke gedeutet werden, wenn man sich nicht die Contouren und die Stellung der Schichten vergegenwärtigt, welche solche dicke Linsen in gewissen Schnitten durch die Erdoberfläche darbieten müssen.

§ 21. Die Peridotite finden sich in allen Horizonten der archäischen Schichtensysteme von dem mittleren Gneiß bis in die Phyllitgebiete hinein; in den tiefsten wie in den höchsten Horizonten sind sie seltener. Ob sie auch noch in paläozoischen Formationen auftreten, mag dahingestellt bleiben; frische Peridotite sind gewiß nicht gefunden worden und Serpentine sind noch immer mancher Deutung unterworfen. Wo in einem Gebiete in verschiedenen Horizonten Serpentine vorkommen, wird man eine Verschiedenartigkeit derselben je nach ihrer Lagerung unterscheiden können. Es giebt kaum ein größeres archäisches Gebiet, dem Peridotite fehlen, doch sind sie in manchen Gebieten besonders häufig.

§ 22. Uebergänge der Peridotite in die begrenzenden Gesteine fehlen sehr oft gänzlich, selbst da, wo z. B. Aktinolithperidotite an Amphibolite grenzen; ist doch auch der Olivin in Amphiboliten noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden. Es erklärt sich dieses Verhältniß eben durch die Abhängigkeit der mineralischen Zusammensetzung von der chemischen; bei einer gewissen uns allerdings noch unbekannten Grenze kann das Gestein nicht mehr olivinfrei werden; in diesem Falle erscheint aber nicht mehr ein geringer, sondern schon stets ein größerer Theil des Elementarbestandes in Gestalt von Olivin. Dem Olivin gegenüber sind die Amphibole einer viel größeren Variabilität in der chemischen Zusammensetzung fähig. Neben Peridotiten wurden Amphibolite ganz eigenthümlicher Art nachgewiesen. Peridotite erscheinen gern in Gesellschaft von Amphiboliten, Gabbro, Pyroxeniten, Kalksteinen, aber auch unvermittelt zwischen sehr saueren Gesteinen, wie Glimmerschiefer, Granulit, Gneiß. Auch ihrerseits enthalten die Peridotite Einlagerungen anderer Gesteine, selbst solcher, die ihnen weder chemisch noch mineralisch verwandt sind.

7. Arten der Peridotite. § 23. Die Peridotite zeigen eine ungemein große Verschiedenheit in der mineralischen Zusammensetzung; in der Reihe derselben lassen sich etwa folgende als charakteristische Typen hervorheben. Ein reiner Olivinfels (resp. Olivinschiefer) kommt vor und ist sowohl frisch wie als Serpentin nachgewiesen

worden, doch verbinden sich auch hier mit dem Olivin namentlich noch Chromitkörnchen, ferner Glimmerblättchen, Aktinolithnadeln. Im Ganzen ist dieses Gestein doch selten.

§ 24. Häufiger ist die Verbindung von Olivin mit reichlicherem Chromit. *F. v. Hochstetter* fand dieses Gestein auf Neuseeland, die mächtige Bergmasse der Dun Mountains bildend, und nannte es darnach Dunit; auch anderweitig sind solche Gesteine, namentlich als Serpentin, nachgewiesen worden.

§ 25. Der Lherzolith, so benannt nach seinem Vorkommen am Weiher L'herz in den Pyrenäen, besteht aus Olivin, Enstatit, einem bisweilen chromhaltigen monoklinen Pyroxen und Picotit und Chromit. Obwohl gerade die Vorkommnisse in den Pyrenäen noch viel Räthselhaftes in ihrem geologischen Auftreten an sich haben, benutzt man neuerdings doch diesen Namen allgemein für so zusammengesetzte Peridotitarten; der relative Olivin- und Pyroxengehalt unterliegt ziemlichen Schwankungen, und es bilden die Lherzolithe eines der Uebergangsgesteine zwischen Pyroxeniten und Peridotiten; deshalb ist auch bei hierher gehörigen Serpentinen die Bestimmung des Urgesteins besonders schwierig.

§ 26. Serpentinisirte Diallagperidotite sind eine häufige Erscheinung; die Diallage sind dabei fast stets porphyrartig eingesprengt, kommen daneben aber auch in kleineren Individuen vor. Aktinolith tritt nicht selten in geringerer Menge hinzu. Ein an Magnetit reicher Diallagperidotit mit accessorischer brauner Hornblende, deren große Individuen von den anderen Gemengtheilen stark durchbrochen werden, ist der sog. Wehrlit von Szarvaskö in Ungarn.

§ 27. Enstatit- und Bronzitperidotite sind sowohl frisch wie als Serpentine in weiter Verbreitung nachgewiesen worden. Die Bronzitperidotite stellen die eisenreichere Art dar, Chromit ist allgemein verbreitet; die Serpentine derselben sind stark magnetisch. In Enstatitperidotiten tritt auch weißer Glimmer auf. Auch der Schillerfels gehört rein mineralisch hierher, doch steht er durch seine Structur, sein Vorkommen und die gelegentliche Beimischung von Plagioklas der Familie der Gabbro viel näher als den eigentlichen Peridotiten.

§ 28. Eulysit nannte *A. Erdmann* ein Gestein von Tunaberg in Schweden, welches dem Gneiß concordant eingelagert ist; es ist sehr frisch und besteht aus Olivin (eisenreich und manganhaltig), hellgrünem Augit, Enstatit und Granat; letzterer ohne Kelyphitrinde. In Almeklovdal in Norwegen kommt ein ähnliches Gestein vor, wie sie wohl auch manchen Granat-Serpentinen zu Grunde liegen. Sie bilden ebenfalls ein Uebergangsgestein zu den Pyroxeniten. Uebrigens sind die Eulysite durch ihre an Einschlüssen reichen Granaten sowie durch ihren omphacitartigen Augit den Eklogiten verwandt.

§ 29. Granatperidotite sind frisch als locale Ausbildung anderer Peridotite nachgewiesen worden; dann aber wird eine große Anzahl von Granatserpentinen hierher gerechnet; so erscheinen die böhmischen Pyropen in solchen Gesteinen. Kelyphitrinden sind gewöhnlich vorhanden, Chromit wird selten fehlen. Einzelne Fundorte zu erwähnen hat seine Schwierigkeiten, weil man nach den neuesten Erfahrungen nicht sicher sein kann, in wie weit eine Verwechselung mit Granatpyroxeniten stattgefunden hat.

§ 30. Eine große, weit verbreitete Gruppe bilden die Aktinolithperidotite, die als Serpentine im Fichtelgebirge, in Oberfranken und in Schlesien nachgewiesen sind. Der Aktinolith ist meist in ziemlich bedeutender Menge vorhanden und fällt der Zersetzung weniger leicht anheim als der Olivin. Chromit oder Picotit ist vorhanden, aber der Granat scheint sich nicht in diesem Gesteine einzustellen, während Bronzit und vielleicht auch Augit sich stellenweise hinzugesellt.

§ 31. Anhangsweise mag erwähnt werden, daß auch manche der steinigen Meteorite die Zusammensetzung von Peridotiten haben, ja Gemenge darstellen, welche völlig den irdischen gleichen. Auch darf nicht unerwähnt bleiben, daß die Olivingesteinsblöcke in den Basalten gleichfalls mit manchen Peridotiten recht gut übereinstimmen.

8. Genetisches. § 32. Als archäische Gesteine beanspruchen die Peridotite dieselbe Enstehung, wie alle anderen. Die Beziehung, welche uns zwischen chemischer und mineralischer Zusammensetzung aufs Deutlichste entgegentritt, erfordert, daß die Gesteine auf einmal in größeren Massen im Bildungsakte begriffen gewesen

seien. Besondere Schwierigkeit verursacht aber die chemische Zusammensetzung einer Erklärung, wie das Material zur Bildung der Peridotite zusammengekommen sei; vier Erklärungsweisen beanspruchen gleiche Beachtung: Peridotite können aus Anhäufungen von Olivinsand entstanden sein; sie können ferner direkte chemische Niederschläge in einem Urmeer sein; sie können durch Aussaigerung entstanden sein, also gleichsam accessorische Bestandmassen anderer Gesteine darstellen; sie können endlich von Eruptionen auf der primitiven Erdkruste herrühren, ohne daß, wie sie jetzt vorliegen, ihr anogener Ursprung erkennbar zu sein braucht. Aber welche Erklärungsweise ist die richtige?

§ 33. Die Entstehung der Serpentine, einst ein schwieriges und viel umstrittenes Problem, ist jetzt durch Beihilfe des Mikroskopes so weit klar geworden, daß das Grundphänomen dabei als richtig erkannt anzusehen ist. Hat die Litteratur über Serpentine schon einen sehr bedeutenden Umfang, so muß erwartet werden, daß dieselbe noch um Vieles wachsen wird; denn es harren noch viele Fragen einer Lösung; namentlich will es scheinen, als seien nach der Entdeckung der Peridotite als Urgesteine mancher Serpentine durch *Tschermak*'s und *Sandberger*'s Arbeiten viele Serpentine nur auf Grund der ziemlich trügerischen Maschenstructur den Peridotiten zugewiesen worden.

§ 34. In der Aufklärung der Frage nach dem Wesen und der Bedeutung der Serpentine ist namentlich der Umstand hinderlich gewesen, daß „der Serpentin“ als eine durch chemische Zusammensetzung und allgemeinen Habitus wohl charakterisirte Gesteinsart angesehen wurde. Es liefern aber sehr verschiedene Urgesteine Serpentin, Peridotite, Pyroxenite, Amphibolite u. s. w. So hat man die Entstehung des Serpentins aus Dolomit wahrscheinlich zu machen gesucht; die Vorgänge dabei wären chemisch recht wohl deutbar, aber es fragt sich, ob die geologischen Verhältnisse in den betreffenden Fällen nicht ein anderes Urgestein als wahrscheinlicher annehmen lassen. *D'Achiardi* zeigte in Toscana den Uebergang eines Thones in Serpentin.

Besonders zu erwähnen ist noch, daß man auch Gesteine, welche augenscheinlich Zersetzungsprodukte von Gabbro sind, Serpentin genannt hat, namentlich in Italien. Es ist sehr wohl möglich, daß Gesteine der großen Gabbrofamilie durch Zersetzung eine solche Zusammensetzung und Structur annehmen, daß sie dem Serpentin sich bedeutend nähern. So ist das Gestein, welches man in Ober-Italien Ranocchiaia (etwa Krötenstein) nennt, ein Gemenge von Labrador oder Saussurit, Diallag, Steatit und Serpentin, durchsetzt von zahlreichen Adern von Chrysotil (nach *de Stefani*). Andererseits muß aber betont werden, daß Peridotit ein Endglied in der Reihe der Gabbrogesteine ist, so daß ein feldspathfreier Serpentin, der mit Gabbro in Verbindung steht, noch lange nicht aus demselben hervorgegangen zu sein braucht.

§ 35. Im südlichen Europa spielen die eocänen eruptiven Serpentine eine ähnliche Rolle, wie die Gabbro; in vielen Fällen ist nachgewiesen, daß sie aus Peridotiten hervorgegangen sind, die mit den archäischen in Allem und Jedem übereinstimmen. Dabei ist aber höchst auffällig, daß diese vermeintlich jung eruptiven Peridotite nirgends (!!) mit anderen leicht als anogen erkennbaren Eruptivgesteinen, nirgends mit ähnlich basischen Basalten vor Allem in Verbindung stehen. Es giebt in der Litteratur einen einzigen Fall, in dem ein Peridotit zu nennendes Gestein unzweifelhaft tertiären Alters ist. „An der isländischen Küste des nördlichen Eismeeres, in der Gegend von Melstadr, dem Hofsos, Hnausar kommen abwechselnd mit den Basaltdecken mächtige Lager eines körnigen Olivingesteins vor, welches fast nur aus ölgrünem Olivin und sehr wenig Augit besteht“ (*Preyer* und *Zirkel*, Reise nach Island 1862. S. 292). Eine genauere, namentlich mikroskopische Untersuchung dieses Gesteins fehlt uns! So wollen wir abwarten, ob man zwingende, allgemein anerkennbare Beweise für tertiäres Alter jener südeuropäischen Peridotite wird beibringen können; noch sind die Ansichten sehr getheilt.

XIV. Familie der Phyllite.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	78.84	8.26	—	6.48	2.69	0.29	Spur	Spur	2.88	
2.	62.83	22.44	—	4.32	—	—	5.51	2.74	0.90	
3.	61.56*	20.12	2.87	3.40	1.58	0.71	1.92	4.84	3.05	Glv.
4.	58.12	22.73	6.83	0.55	2.31	0.21	0.69	3.46	4.22	Glv.
5.	53.77	15.96	18.27	0.65	1.38	0.18	1.62	2.37	2.95	
6.	50.01*	27.93	4.75	4.65	1.50	0.21	0.95	4.36	4.68	
7.	46.52	23.54	1.05	0.71	1.13	0.80	0.30	2.29	3.28	
8.	30.90	17.70	28.88	11.81	0.93	1.26	1.92	1.09	5.25	

* titanhaltig.

1. Carbonischer Chloritoidschiefer von der Wurmalp bei Kaisersberg in Ober-Steiermark, mit S 0.39; C 0.22; MnO Spur. **2.** Phyllit von Wernersreuth in der Oberpfalz, mit TiO_2 0.70. **3.** Phyllit vom Julius-hammer bei Wunsiedel im Fichtelgebirge. **4.** Grüner, dachschieferartiger Phyllit vom Hasenschwanzbruch bei Lößnitz in Sachsen. **5.** Hämatit-phyllit von Viel-Salm in den Ardennen, mit TiO_2 0.13; P_2O_5 0.34; MnO 1.96; C 0.19; S 0.02. **6.** Phyllit vom Lerchenberg bei Zschorlau bei Schneeberg in Sachsen. **7.** Granatphyllit von Viel-Salm, mit TiO_2 1.17; P_2O_5 0.16; CO_2 0.04; MnO 17.54; C 0.02; S 0.18. **8.** Schistit von Hopfau unfern Erbendorf in der Oberpfalz.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die zur Familie der Phyllite gehörigen Gesteine zeigen in ihrer mineralischen Zusammensetzung bedeutende Schwankungen, die sich auch in der chemischen Zusammensetzung aussprechen. Doch zeigen sie hinwieder auch bei großer äußerer Aehnlichkeit, bei einem zwischen Glimmerschiefer und Thonschiefer stehenden Habitus einen Grundstock von Gemengtheilen, durch welche sie sich einander auch mineralisch verwandt erweisen. Quarz, ein heller Glimmer und ein Chlorit sind die meist vorherrschenden Gemengtheile, denen sich Rutil und Eisenerze in geringerer Menge, aber sehr auffälliger Erscheinungsweise hinzugesellen. Die Bestimmung der Gemengtheile ist nur unter dem Mikroskope möglich und dann auch nur unter Beihilfe chemischer Prüfungen.

§ 3. Der Quarz erscheint je nach der Größe der Gemengtheile in kleineren oder größeren unregelmäßig begrenzten Körnern; geradlinige Begrenzung ist bisweilen unter dem Mikroskope erkennbar. Wahrscheinlich sind die Quarzkörner manchmal flach. Winzige Flüssigkeitseinschlüsse sind spärlich vorhanden; wo mehre Quarze Aggregate in etwas gröber körnigen Gesteinen bilden, sieht man auch Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen mehre Körner hinter einander durchsetzen. Die Quarze sind bald mit den anderen Gemengtheilen innigst verwoben, ohne dieselben gerade als Einschlüsse zu beherbergen, bald bilden sie einzelne dünne und kurze Lagen. Wo Quarzkörner an einander stoßen, sieht man bisweilen eine Kluft zwischen ihnen; vielfach aber sind, namentlich in den

feinstkörnigen Gesteinen, die Quarze so dicht mit einander verwachsen, daß sie gleichsam eine farblose, homogene Grundmasse bilden. Durch so dichte Ueber- und Aneinanderlagerung der Körnchen werden aber zwischen gekreuzten Nicols so mannigfache Interferenzerscheinungen zu Stande kommen, daß man nicht berechtigt ist aus der Beobachtung wenigstens scheinbar apolarer Stellen auf das Vorkommen einer amorphen, kieseligen Grundmasse zu schließen; eine solche fehlt vielmehr ganz entschieden in allen Phylliten.

§ 4. Nächst dem Quarz betheiligt sich an der Zusammensetzung der Phyllite ein farbloser Kaliglimmer; die Schüppchen und Blättchen desselben sind so fein und so innig mit Quarz durchwoben, daß es meist nicht gelingt, sie für optische Untersuchung zu isoliren. Doch ist es gewiß, daß in gröber körnigen Phylliten echter Muscovit auftritt. In den feinkörnigeren Arten, die makroskopisch fast dicht erscheinen, weist das glimmerige Mineral etwas anderen Habitus auf; es sind gebogene, sehr dünne, bisweilen schwach faserige Blättchen, die auf polarisirtes Licht nur schwach einwirken und meist ganz blaß gelbgrünlich gefärbt erscheinen. Dies sind Eigenschaften, wie sie dem Sericit zugeschrieben werden. Auch auf chemischem Wege ist eine exacte Sonderung der Blättchen noch nicht gelungen, so daß etwas Sicheres über ihre molekulare Constitution nicht ausgesagt werden kann. Gehört überhaupt der Sericit zur Gruppe der Muscovite, so muß doch darauf hingewiesen werden, daß bei Durchmusterung einer größeren Anzahl von Phylliten unter dem Mikroskope eine Verschiedenheit zwischen Kaliglimmer und Sericit sich geltend macht, die man aufrecht erhalten kann, wenngleich der Unterschied vielleicht nur durch die relative Größe, Dicke und Art der Verwebung im Gestein hervorgerufen wird. Außer dem farblosen Kaliglimmer erscheint bisweilen wohl auch ein ziemlich kräftig grün gefärbter, den man nur schwierig von dem chloritischen Mineral wird unterscheiden können. Die gewöhnliche Stellung der Glimmerblättchen ist parallel der Ebene der Schieferung, doch stehen stets manche derselben auch quer gegen die Schieferung, selbst in ganz ebenflächigen nicht gefältelten Phylliten.

§ 5. Viel weniger verbreitet als heller Muscovit ist in den Phylliten ein dunkeler Glimmer. Seine Basisfarbe im durchfallenden Lichte ist nie hell, oft aber gerade sehr dunkel von dem eigenthümlichen Tone, der den Lepidomelan auszeichnet. Ausnahmsweise erscheint dunkeler Glimmer mit hellem verwachsen. Recht charakteristisch ist dagegen für den dunkelen Glimmer sein Auftreten in vereinzelten, ziemlich großen, namentlich von Quarz durchbrochenen Blättchen, die bald in der Schieferungsebene, bald mehr oder minder senkrecht gegen dieselbe gestellt sind. Er erscheint immer nur gleichsam accessorisch in geringerer Menge als der Muscovit und fast nie in inniger Verflechtung mit Quarz und Muscovit.

§ 6. Als Chlorit bezeichnet man einen tief- bis blaßgrün gefärbten, ziemlich stark dichroitischen, in Blättchen erscheinenden Gemengtheil, der sich in der Mehrzahl der Phyllite vorfindet, doch in sehr

schwankendem Verhältnisse; bald sind nur wenige Schüppchen unter dem Mikroskope zu erkennen, bald ist er so reichlich vorhanden, daß das ganze Gestein sich einem Chloritschiefer nähert (womit auch manche Phyllite verwechselt worden sind). Ueberdies ist der Chlorit sehr oft unregelmäßig vertheilt; er nimmt am eigentlichen Gesteinsgewebe theil, erscheint aber auch in einzelnen größeren, von Quarzkörnchen durchbrochenen, quer stehenden Blättchen, besonders oft aber in kleineren, quer stehenden Aggregaten, in denen die Blättchen nicht ganz parallel mit einander gestellt und die von jeglicher Beimischung anderer Gemengtheile frei sind. Dieser Chlorit zeichnet sich aber noch dadurch aus, daß er in heißer Salzsäure löslich ist, wie mehre gut übereinstimmende Untersuchungen ergeben haben; andererseits darf man vermuthen, daß er nicht in allen Phylliten dieselbe chemische Constitution besitzen wird, worauf schon die verschieden intensive Färbung hinweist.

§ 7. Gleichsam als Vertreter des Chlorites erscheint in manchen Gesteinen Chloritoid; derselbe ist dann namentlich durch seine helle Farbe, die bis zur Farblosigkeit sich steigert, ziemlich verschieden von dem Chloritoid, welcher in Phylliten fast stets makroskopisch wahrnehmbar einsprenglingsartig erscheint. Makro- und mikroskopisch von Chloritoid nicht unterscheidbar ist der wohl nur eine Abart desselben bildende Ottrelith, für den ein Gehalt an Mangan charakteristisch ist. Der Chloritoid, (resp. Ottrelith) bildet meist rundliche 0,5—2 oder 3 mm im Durchmesser haltende, schwarze, stark glänzende Blättchen. Unter dem Mikroskope erweisen sich dieselben stets reich an Einschlüssen von Rutil, Eisenerzen, Quarz und kohliger Substanz. Dabei sind die kleineren Einschlüsse bisweilen in Strängen angeordnet, welche die Richtung der sich im Gesteine sonst offenbarenden Parallelstructur einhalten. Zwillingsbildung, auch polysynthetische, ist häufig, der Pleochroismus ungemein stark und auffällig; es erscheinen gelbe, tief grüne und dunkelblaue bis violettliche Farben. Nach den diese Blättchen durchquerenden Spalten sind die Chloritoide bisweilen zerbrochen und die Theile gegen einander verschoben. Wo Chloritoid sehr reichlich im Gestein vorhanden ist, liebt er es sich zu Büscheln zu aggregiren; überhaupt tritt er häufiger quer, schräge bis senkrecht gegen die Schieferungsebene auf, als in derselben gelagert.

§ 8. Aeußerst charakteristisch ist für die Phyllite das Vorkommen von Rutil, wenngleich dessen Menge meist nur circa 1 Proc. des ganzen Gesteines beträgt. Der Rutil fehlt den Glimmerschiefern in der Form, wie er im Phyllit vorkommt, fast ganz, in Phylliten aber fehlt er nur ausnahmsweise, und zwar dann, wenn das Gestein sehr reich ist an Eisenglanz. Wahrscheinlich ist dann letzterer selbst titanhaltig; es finden sich aber auch Verwachsungen von Eisenglanz mit Rutilnadeln. Nadeln sind die gewöhnlichste Form der Rutile; es sind winzige, makroskopisch wohl kaum je wahrnehmbare Säulchen von gelber bis gelbbrauner Farbe ohne Endigung durch scharf ausgebildete Krystallflächen. Die Rutile sind meist um so dicker und größer, je grobkörniger das Gestein ist, so daß bei gleichem Gehalt an Titansäure das feinkörnigere Gestein die größere

Anzahl von Individuen beherbergt und sich auch hierin den der nächsten Familie zugehörigen Thonschiefern nähert. In etwas gröber körnigen Phylliten sind verschieden lange Nädelchen bisweilen auch parallel mit einander verwachsen. Zwillingsbildung ist häufig beobachtbar; sie steigert sich bis zu sagenitartig verwachsenen kleinen Netzwerken. Besonders interessant sind die kleinen herzförmigen Zwillinge nach 3P∞, deren Einzelindividuen nur etwa eben so lang sind, wie die Verwachsungsnaht. In Phylliten der Ardennen wurden sie von *Renard* besonders häufig gefunden; mehr vereinzelt treten sie in Phylliten anderer Gebiete auf. Bei der Verwitterung liefert der Rutil ein weißliches, feinkörniges Produkt.

§ 9. Der Eisenglanz ist in Phylliten das gewöhnlichere Eisenerz. Er erscheint in dicken opaken Körnchen bis in dünnsten, roth durchscheinenden Blättchen. Sind die letzteren bräunlich bis braun gefärbt, so darf man einen Gehalt an Titansäure vermuthen. Der Eisenglanz weist meist einzelne, stark glänzende Krystallflächen auf; bisweilen tritt er auch makroskopisch und dabei noch halb porphyrisch auf. Reicher Gehalt an Eisenglanz ist oft die Ursache der violetten Farbe der Phyllite. Eisenhydroxyde gehen secundär aus dem Eisenglanz hervor. Magnetit dürfte kaum neben Eisenglanz erscheinen; ersterer ist im Allgemeinen seltener und tritt gewöhnlich in scharf begrenzten Oktaedern und auch makroskopisch wahrnehmbar auf. Eine eigenthümliche Verwachsung desselben mit dunkelem Glimmer lehrte *E. Geinitz* kennen. Eisenkies ist in Phylliten noch weniger verbreitet.

§ 10. Manche Phyllite enthalten auch Feldspäthe; chemsich nachgewiesen ist namentlich das Auftreten von Albit. Er bildet glasglänzende, mikroskopisch kleine bis erbsengroße Körnchen, die auch manchmal annähernd Krystallform aufweisen; er ist wahrscheinlich meist nicht polysynthetisch, sondern nur einfach verzwillingt. Rhombisch begrenzte, der Zwillingsstreifung entbehrende, dünne Tafeln sind wohl als nach dem Brachykinakoid flache Albitkryställchen zu erklären. Polysynthetisch verzwillingte Plagioklase kommen auch vor und stehen wahrscheinlich dem Oligoklas nahe. Flüssigkeitseinschlüsse lassen sich in den Albiten und anderen Feldspäthen erkennen; gewöhnlich sind letztere auch reich an Einschlüssen von Rutil, Turmalin, Eisenerzen, kohliger Substanz, und zwar sind diese Dinge im Centrum angehäuft und dabei oft in Schnüren und Strängen angeordnet, die, abgesehen von sehr sonderbaren Windungen und Stauchungen, auch (wie im Chloritoid) die Richtung der allgemeinen Parallelstructur einhalten. Die Feldspäthe treten sehr oft porphyrisch im Gestein hervor, an den Rändern aber sind sie so innig mit Quarz und Glimmer verwachsen, daß die Durchschnitte im Dünnschliffe gleichsam in die übrige Schiefermasse übergehen; dies im Verein mit der centralen Anreicherung an Einschlüssen scheint auf ein concretionsartiges Zusammentreten der Feldspath-Molekeln bei der Entstehung des Gesteins hinzudeuten. Die Feldspäthe erleiden eine Trübung und Zersetzung zu Kaolin.

§ 11. Aktinolith erscheint nur bisweilen in durch denselben charakterisirten Phylliten in nahezu oder ganz farblosen, dünnen und

verhältnißmäßig langen Säulchen und Bündeln; makroskopisch ist er bisweilen wahrnehmbar. Zerbrochene Hornblendenadeln kommen vor; bei der Zersetzung bildet sich eine weiche, sich fettig anfühlende, steatitartige Masse, die makroskopisch mit Sericitaggregaten verwechselt werden könnte.

§ 12. Carbonspäthe, und zwar vorzugsweise Kalkspath, erscheinen fast nie als nur spärlich beigemischte Gemengtheile, sondern, wenn sie einmal auftreten, dann auch gleich in größerer Masse. Sie sind lieber mit reinem Quarz verwachsen, als daß sie mitten im Gesteinsgewebe steckten; außer in unregelmäßig begrenzten Körnern erscheinen sie auch oft in kleinen, sehr scharf begrenzten Rhomboedern. Einschlüsse anderer Gemengtheile sind mit Ausnahme kohliger Substanz selten.

§ 13. Kohlige Partikeln sind in manchen Phylliten reichlich vorhanden, während sie anderen ganz fehlen. Es sind schwarze, bisweilen glänzende, opake Pünktchen, Körnchen, Flitterchen ohne Formentwickelung, aber mit großer Neigung zur Aggregation unter einander, die meist vor dem Löthrohr verbrennbar sind, und deshalb etwa zwischen Graphit und Anthracit mitten inne stehen mögen. *A. v. Inostranzew* und *Sauer* haben eine solche Substanz (Graphitoid) analytisch nachgewiesen.

§ 14. Als Gemengtheil der Phyllite erscheinen ferner, doch meist nur in geringer Menge, folgende Mineralien: Turmalin in platten, ziemlich kurzen Säulchen ganz von demselben Habitus und derselben Farbe, wie er in Glimmerschiefern vorkommt, ist in fast allen Phylliten mikroskopisch nachweisbar; er kann an Menge der Individuen so zunehmen, daß der Phyllit in Turmalinquarzitschiefer übergeht. Granat in winzigen, Tröpfchen ähnlichen, rundlichen Körnern oder in ziemlich scharfen Kryställchen kommt in den meisten Phylliten nur vereinzelt vor; in den Ardennen stellt er sich, und zwar als manganreicher Spessartin, in den Phylliten in großer Menge ein. Apatit wird nur selten in den Phylliten in Körnern nachweisbar sein; ausnahmsweise erscheint er in nach der Basis oder einer Säulenfläche flachen Tafeln, dabei mit scharfen Umrissen. Andalusit dürfte ziemlich selten in namentlich von Quarz durchbrochenen, größeren Individuen vorkommen. Zirkon ist bisweilen nachweisbar; Epidot erscheint nur sehr selten, namentlich in Uebergangsgesteinen der Phyllite in Grünschiefer.

3. Structur. § 15. Alle Phyllite besitzen schiefrige Structur in ausgeprägter Weise, indem alle Gemengtheile mit ihren längsten Dimensionen einer Fläche parallel gelagert sind und geringe Verschiedenheiten in der Zusammensetzung durch Vorherrschen oder Zurücktreten eines Gemengtheiles, ebenfalls nach derselben Fläche, sich einstellen. Doch sieht man auch oft, namentlich in Dünnschliffen, die Gemengtheile in Streifen und Bändern auf den Schieferungsebenen angeordnet, ohne daß als Ursache dieser Erscheinung transversale Schieferung zu erkennen ist. Letztere befällt die Phyllite verhältnißmäßig selten, doch ist sie mehrfach nachgewiesen worden. Die Entscheidung kann selbstverständlich nur am anstehenden Fels gefunden werden; in Schliffen, parallel der Schieferungsebene, sieht man bisweilen innerhalb der Bänder und

Streifen, die auf transversale Schieferung hinzuweisen scheinen, noch eine zweite, die erste durchquerende, durch Anordnung der Gemengtheile bewirkte Streifung. Sollte dieses Phänomen nicht auf eine zweite (ältere) transversale Schieferung hinweisen, so darf man doch vermuthen, daß diese streifige Gruppirung der Gemengtheile für Bewegungen spricht, die in der Masse des Phyllites bei seiner Entstehung eine Rolle spielten.

§ 16. Die Phyllite sind feinkörnige bis dichte Gesteine, deren Hauptgemengtheile nur selten so groß werden, daß sie ohne Hilfe des Mikroskopes unterscheidbar sind. Relativ feinkörnigere Phyllite pflegen eine ebenflächigere Schieferung zu besitzen als die gröber körnigen. Meist sind die Schieferungsebenen mit einer feinen Fältelung oder Runzelung bedeckt; die Fältchen erreichen nur sehr geringe Höhe; bisweilen sind sie nur bei besonderer Beleuchtung erkennbar. Sehr oft wird die Hauptfältelung von einer zweiten, weniger stark und reichlich ausgeprägten Fältelung durchquert; die Richtung der Falten ist aber keineswegs beständig; sie wechselt sowohl in derselben Ebene, wie in verschiedenen Schichten; es besteht also auch keine Beziehung zwischen der Richtung der Fältelung und dem Streichen und Fallen der Schieferungsebenen. Doch fand *Dalmer*, daß besonders grobe Fältelung sich namentlich in der direkten Nähe von Verwerfungsklüften einstellt. Die Fältelung läßt sich auch unter dem Mikroskope recht gut erkennen; in Schliffen parallel der Schieferungsebene findet man namentlich die Glimmer- und Sericitblättchen streifenweise quer gestellt. Wo zwei Fältelungsrichtungen vorhanden sind, erzeugen die nach beiden quergestellten Blättchen zwischen gekreuzten Nicols eine gitterförmige Structur. Die Fältchen besitzen nicht selten eine steilere und eine flachere Seite. Der Phyllit weist eine holzig-stengelige Structur auf, wenn die Schenkel aller sehr reichlich vorhandenen Fältchen steil sind. Solche Phyllite spalten griffelförmig und lassen die eigentliche Schieferungsebene nur schwach hervortreten.

§ 17. Nach dem Vorgange *W. v. Gümbel's* kann man die Phyllite nach ihrer Korngröße und ihrer Structur in die zwei Gruppen der Phyllite und Schistite eintheilen; letztere begreifen die ebenflächigen, dichten, thonschieferähnlichen Abarten. Ueberall in größeren Phyllitgebieten lassen sich diese beiden Gruppen unterscheiden, deren Verschiedenheit aber nur in geringem Grade in mineralischer Zusammensetzung begründet ist. Sie entsprechen ungefähr der älteren, aber ganz unpassenden Bezeichnung Thonglimmer- und Glimmerthonschiefer. Alle Phyllite sind rein krystallinische Gesteine sowohl ohne amorphe Substanz, wie ohne klastische Bestandtheile. Es giebt allerdings auch im Aeußeren dem Phyllit ähnliche Schiefer, die außer authigenen auch allothigene Bestandtheile enthalten, dieselben gehören aber nicht zu dieser Familie.

4. Accessorische Bestandmassen. § 18. Als solche finden sich in Phylliten fast stets kleinere oder größere Quarzknauern, aus vorherrschendem, fettglänzendem, grobkrystallinischem Quarz bestehend, dem sich oft etwas Feldspath, Chlorit, Eisenglanz, Eisen- oder andere Kiese zugesellen. Die Schieferungsebenen schmiegen sich stets den bald dicken, bald mehr dünn linsenförmigen Knauern an; die Größe der Knauern

ist eine sehr verschiedene bis zu 1 m und mehr Durchmesser. Im Allgemeinen sind Phyllite reicher an Quarzknauern als Schistite; Phyllite, welche reich sind an Quarz als innig mit dem glimmerartigen Mineral verwobener Gemengtheil, enthalten keine Quarzknauern. Letztere stehen übrigens in naher Beziehung zu quarzitischen Zwischenlagen im Phyllit, sind vielleicht nur eine andere Form derselben.

5. Lagerung. § 19. Die Phyllite lagern stets in Schichten von wechselnder Mächtigkeit über einander; Faltungen und Biegungen der Schichten sind nicht gerade häufig; es ist aber zu beachten, daß die Streich- und Fallrichtung der einzelnen in einem Aufschluß unterscheidbaren Schichten sich oft leicht um ein Geringes ändert, so daß für die Deutung des Gebirgsbaues nur eine mittlere, aus einzelnen Messungen abgeleitete Streich- und Fallrichtung verwerthbar ist. Auch zeigen dünne Schichten oft eine plötzliche Knickung, die sich dann gleich in entgegengesetzter Richtung wiederholt; solche Knickungen kommen auch in sehr kleinem Maßstabe vor und manifestiren sich unter dem Mikroskope sehr deutlich.

§ 20. Die einzelnen unterscheidbaren Arten der Phyllite wechsellagern mit einander schichtenweise oder auch in ganzen Systemen von Schichten. Im letzteren Falle hat sich aber die Unterscheidung der Arten oft als kartographisch nicht darstellbar erwiesen. Wenn es auch höchst wahrscheinlich ist, daß alle Lagen und Schichten der Phyllite ähnlich wie die der Glimmerschiefer nur sehr lange und flache Linsen sind, so pflegen sich doch durch den einen oder anderen Gemengtheil ausgezeichnete Phyllite innerhalb der Hauptmasse derselben gleichsam in wolkenartiger Verbreitung einzustellen. Auch die Trennung von Phylliten und Schistiten ist noch schwierig, wenngleich letztere in einem höheren Niveau als erstere zu herrschen pflegen.

§ 21. Die Phyllite bilden die oberste Abtheilung der archäischen Ablagerungen, doch kommen auch noch in paläozoischen Formationen echte Phyllite vor, wie hierher gehörige, allerdings etwas absonderlich zusammengesetzte Gesteine neuerdings im Carbon in den steierischen Alpen nachgewiesen wurden. Gewöhnlich sind die Phyllite auf die archäische Reihe beschränkt und gehen nach oben so ganz allmählig und unmerklich in paläozoische Thonschiefer über, daß nirgends nach dem lithologischen Habitus eine Grenze gezogen werden kann, sondern daß einzig das Vorkommen von Versteinerungen für die Abgrenzung der Formationen entscheidend ist. In anderen Gebieten dagegen folgen über die Phyllite, resp. Schistite, schiefrige Gesteine, die zwar noch stark phyllitartig sind, aber doch namentlich bei mikroskopischer Untersuchung allothigene Gemengtheile erkennen lassen. Nach unten gehen die Phyllite ebenfalls sehr allmählig in Glimmerschiefer über. Wo, wie bei Matzdorf in Niederschlesien, Phyllit und Gneiß an einander grenzen, ist doch immer noch eine, wenn auch wenig mächtige Zwischenlage echter Glimmerschiefer erkennbar.

§ 22. Die Phyllite wechsellagern auch mit mannigfachen anderen Gesteinen, namentlich mit Quarziten, Kalken, Amphiboliten, Grünschiefern

und Chloritschiefern. In diese Gesteine gehen die Phyllite auch nach ihrer mineralischen Zusammensetzung über. Phyllite ihrerseits lagern nur selten zwischen älteren Glimmerschiefern.

6. Zersetzung. § 23. Für eigentliche Zersetzung bieten die Phyllite nur spärlich vorhandene Gemengtheile dar. Die Hauptgemengtheile Quarz, Kaliglimmer, Chlorit sind wenig angreifbar; nur die Feldspäthe, Granaten, Rutile werden zersetzt; die Eisenerze geben durch Hydratisirung zur Röthung der Gesteine Anlaß; Carbonspäthe werden ausgelaugt. Dennoch gehören die Phyllite stets zu den leicht zerstörbaren Gesteinen; denn das feinkörnige Gefüge lockert sich leicht auf; kleinere Brocken auch ganz frischer Gesteine lassen sich meist leicht zerdrücken. Hervorragende Felspartien oder Gipfel höherer Berge bilden daher die Phyllite nur, wenn sie sich durch Quarzreichthum gewissen Quarzitschiefern nähern.

7. Arten der Phyllite. § 24. Die gewöhnlichste Art des Phyllites besitzt graugrüne Farbe und starken Seidenglanz auf den Spaltungsflächen und besteht aus wechselnden Mengen von Quarz, Kaliglimmer, resp. Sericit und Chlorit, wozu sich stets Rutil und meist etwas Eisenglanz gesellen. Im Phyllit von dieser Zusammensetzung sind die Hauptgemengtheile öfter unregelmäßig vertheilt, resp. einzeln aggregirt, so daß dadurch eine etwas flaserige Structur erzeugt wird; in den Schistiten tritt meist der Chlorit an Menge etwas zurück und weist gelegentlich sehr blasse Farben auf. Solche Schistite sind sehr hell gefärbt, namentlich wenn der Gehalt an Eisenerz ein geringer ist.

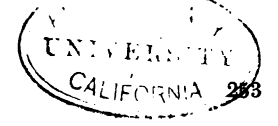
§ 25. Durch reichlichere Betheiligung eines der gewöhnlicheren Gemengtheile bieten sich nun folgende Arten dar. Chloritphyllit ist ausgezeichnet durch seinen Reichthum an dem wenigstens Chlorit ähnlichen, tiefgrün gefärbten Mineral. Die Grenze zwischen diesem Gestein und dem Chloritschiefer zu ziehen kann sehr schwer sein, doch ist es keineswegs erlaubt durch Chlorit dunkel gefärbte Phyllite schlechtweg Chloritschiefer zu nennen, wie das in der älteren Litteratur vorgekommen ist.

§ 26. Hämatitphyllit ist ein an Eisenglanz und Eisenglimmer sehr reicher Phyllit, durch den das Gestein, namentlich wenn es den Habitus eines Schistites besitzt, eine violette Färbung erlangt. Solche Gesteine pflegen nicht sehr reich an Chlorit zu sein.

§ 27. Ein reichlicher Gehalt an Quarz kann in Phylliten in verschiedener Weise erscheinen. Abgesehen von reichlicher Führung accessorischer Quarzknauern kann der Phyllit reichlich dünne Lagen und Lamellen von ziemlich reinem Quarz enthalten; in solchen Quarzphylliten können sich sogar Quarzlamellen und quarzreiche Phyllitlamellen zu einem großflaserigen Gesteine vereinigen. Ferner aber kann der Quarzgehalt fein vertheilt und regelmäßig im Gesteine stecken; man kann diese Gesteine als quarzitische Phyllite unterscheiden. Sehr feinkörnige Gesteine dieser Art können als Wetzschiefer Verwendung finden, wie z. B. manche in Nordamerika Novaculite genannten Schiefer.

§ 28. Die allgemein als Feldspathphyllite, im Besonderen als Albitphyllite u. s. w. zu bezeichnenden Gesteine enthalten den Feldspath stets einsprenglingsartig und unterscheiden sich dadurch von den ihnen nahe stehenden Phyllitgneißen, in welchen der Feldspath sich mit Quarz vergesellschaftet und diese beiden Gemengtheile in einen gewissen Gegensatz zu einem die Rolle eines Glimmers spielenden, phyllitartigen Gemenge treten. Feldspathphyllite verhalten sich zu Phyllitgneißen etwa wie Feldspathglimmerschiefer zu Gneißglimmerschiefern. In vorzüglicher Schönheit kommen Feldspathphyllite im sächsischen Erzgebirge vor.

§ 29. Der Aktinolithphyllit enthält meist eine ziemlich reichliche Beimengung von Nadeln und Büscheln einer nur selten ziemlich kräftig grün gefärbten Hornblende. Er steht meist in Verbindung mit Amphiboliten und Kalken; im Fichtelgebirge und in der Oberpfalz kommt er nicht selten vor; auch in Sachsen und anderswo findet er sich, aber nur vereinzelt.



§ 30. Der Magnetitphyllit besitzt meist ziemlich helle Farben, indem die Magnetite lieber in größeren, selbst mit bloßem Auge wahrnehmbaren Oktaedern als in feiner Vertheilung vorkommen; übrigens ist Magnetit in Phylliten entschieden seltener als Eisenglanz; ob beide Erze mit einander zugleich vorkommen, dürfte sehr zweifelhaft sein. Magnetitreiche Phyllite werden in der Litteratur nur selten erwähnt.

§ 31. Schon letztere Phyllite enthalten statt des Chlorites lieber etwas dunkelen Glimmer als Träger des Magnesiagehaltes. Biotitphyllit mit gleichmäßig vertheiltem dunkelem Glimmer (vielleicht zum Theil Lepidomelan) ist in Deutschland auch nur selten; er findet sich mehrfach in dem Gebiete zwischen dem Fichtelgebirge und der Oberpfalz; ähnliche Gesteine kommen in Finnland vor. Etwas häufiger sind Phyllite, welche den dunkelen Glimmer in einzelnen größeren, oft querstehenden Blättchen, eingesprengt enthalten. Hierher gehören noch manche getigerter Phyllit genannte Gesteine und andere.

§ 32. Granatphyllit, der sich durch bedeutenden Reichthum an kleinsten Granatkörnchen auszeichnet, welche sonst in Phylliten immer nur vereinzelt vorkommen, ist nur selten beobachtet worden. So in den Ardennen, in dem hohen Venn, wo sich die Granaten der auch als Wetzschiefer benützten Gesteine als manganreich, als Spessartin erwiesen haben. *Svedmark* beschreibt einen granatreichen Phyllit von Lemmingstorp, Kirchspiel Motala in Schweden.

§ 33. Durch einsprenglingsartig auftretende Blättchen von Chloritoid oder von Ottrelith ausgezeichnete Phyllite finden sich immer nur sporadisch. Solche Chloritoidphyllite sind neuerdings von *Schröder* und *Beck* auf den Sectionen Adorf und Zwota in Sachsen gefunden worden; in den ardennischen Phylliten wies *Renard* den Chloritoid als beständigen, aber in sehr wechselnder Menge vorkommenden Vertreter des Chlorits nach. Der manganhaltige Ottrelith erscheint in genau derselben Weise wie der Chloritoid in den Ottrelithschiefer (besser Ottrelithphyllit) genannten Gesteinen in den Ardennen, im sächsischen Granulitgebiete, auf der Halbinsel Chalkidike u. s. w. Hierher gehört auch ein Ottrelitofiro genanntes, nahezu massig struirtes Gestein von Serravezza bei Carrara in Ober-Italien.

§ 34. Farblosen Chloritoid als Hauptbestandtheil carbonischer Schiefer wies *H. v. Foullon* in Steiermark nach. Chloritoidschiefer besteht vornehmlich aus Quarz, Chloritoid und kohliger Substanz organischen Ursprungs, welche letztere den Chloritoid für die Beobachtung mit bloßem Auge ganz verdeckt. Ein graphitischer Glimmerchloritoidschiefer trägt Pflanzenabdrücke an der Wurmalp bei Kaisersberg in Obersteiermark. In der Gegend von Gröbming kommen dort auch graphitische Kalkchloritoidschiefer vor. Diese Gesteine reihen sich durch ihre völlig krystallinische Natur, durch ihren Gehalt an Rutilnädelchen u. s. w. zunächst noch gewissen Phylliten aus den Ardennen an, nehmen aber doch durch ihr Alter und ihre Zusammensetzung eine ganz hervorragende Stellung ein; sie gehören zu den interessantesten der neuerdings beschriebenen Gesteine.

§ 35. Graphitische Phyllite, schwarz gefärbt durch eine fein vertheilte kohlige Substanz vielleicht organischen Ursprungs sind in allen größeren Phyllitgebieten weit verbreitet; sie sind besonders gern mit Kalken vergesellschaftet, welche letzteren von jenen unter- und überlagert, gleichsam eingehüllt werden. Uebrigens ist graphitische Substanz auch in gewöhnlichen Phylliten oft in geringer Menge vorhanden.

§ 36. Kalkphyllit, besser Calcitphyllit, erscheint nicht nur in der Nähe von Kalklagern, sondern auch selbständig. In besonderer Mächtigkeit kommen diese Gesteine in den östlichen Alpen vor, wo sie vielleicht überall paläozoischen Alters sind. Die Calcitphyllite enthalten gern noch graphitische Substanz und sind daher dunkel gefärbt; die Rutilnädelchen treten in ihnen oft sehr zurück. Außer Kalkspath scheint besonders noch ein als Braunspath zu bezeichnender Carbonspath in Phyllite einzutreten.

§ 37. Zu den Phylliten archäischen Alters gehört ferner noch eine Reihe von in ihrem Aeußeren sehr verschiedenartigen Gesteinen, die in einer phyllitischen mehr homogen erscheinenden Masse mannigfach gestaltete Flecken enthalten, bald reichlich, bald spärlich, und als Fleckschiefer, Garbenschiefer, Fruchtschiefer bezeichnet worden sind. Ueberall sind es Anhäufungen eines oder mehrer

Gemengtheile, welche wie kleine concretionäre Bildungen in diesen Phylliten auftreten. In mehren Fällen ist es bereits erkannt worden, daß namentlich Hornblende, Biotit, Eisenerze, Chlorit und vielleicht auch Andalusit diese Flecke und garbenförmigen Büschel erzeugen; die betreffenden Gesteine gehören dann unter die oben erwähnten Arten. In anderen Fällen sind bisher nur sehr unbestimmte mikroskopische Analysen geliefert worden, noch ohne Beihilfe der Isolirungsmethoden, so daß weitere Aufklärung zu erwarten ist. Die genannten Gesteine kommen in vorzüglicher Schönheit im sog. Schiefermantel des sächsischen Granulitgebirges vor; *v. Gümbel* erwähnt sie in der Oberpfalz und im Fichtelgebirge. Zu bemerken ist noch, daß die fleckigen Schiefer aus dem Bereiche der durch Granitcontact metamorphosirten Schiefer nicht hierher zu rechnen sind. Uebrigens unterliegen auch die Phyllite der Veränderung im Granitcontact; die Produkte sind aber den aus Thonschiefer entstandenen sehr ähnlich, so daß sie mit denselben zusammen behandelt werden sollen.

8. Genetisches. § 38. Die Phyllite sind für die Erkenntniß der Entstehung der archäischen Gesteine von besonderem Interesse, indem sie den Uebergang zwischen Glimmerschiefer und Gneißen und deutlich katogenen Thonschiefern vermitteln und dadurch den katogenen Ursprung der ersteren wahrscheinlich machen helfen. Was die Phyllite selbst betrifft, so sind sie rein krystallinische Gesteine, in denen eine Beziehung zwischen chemischer und mineralischer Zusammensetzung sich überall auf das Deutlichste manifestirt, so daß wir überzeugt sein können, die Gemengtheile der Phyllite seien alle gleichzeitig entstanden, wie das aus der fast durchgängigen Formbeeinflussung des Ferneren hervorgeht. Wie diese Entstehung im Einzelnen vor sich gegangen, ist noch ebenso schwer zu erklären, wie bei den Glimmerschiefern und Gneißen, die man wohl in nicht ganz zutreffender Weise als höher krystallinische Schiefer bezeichnet, weil in ihnen die Processe bei der Entstehung im Durchschnitt zur Bildung größerer Mineralindividuen und wohl auch anderer Mineralarten geführt haben. Es ist wohl zu beachten, daß Phyllite, wenigstens annähernd, dieselbe chemische Zusammensetzung haben können, wie von ihnen mineralisch sehr abweichende Gesteine. Im hohen Grade beachtenswerth sind Reihen von Gesteinsanalysen, wie die folgende von *Fikenscher* gelieferte, wenngleich wir jetzt der Ueberzeugung sind, daß diese Resultate nicht in der Weise verwendet werden dürfen, wie es dieser Forscher gethan hat.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	64.87	1.63	18.37	0.84	5.37	2.22	—	0.49	0.62	3.01	4.20
2.	64.30	1.56	18.11	—	6.06	2.02	0.29	0.33	0.34	2.90	4.88
3.	64.44	1.70	18.18	—	6.24	2.98	0.67	0.58	0.46	3.19	2.10

1. Urthonschiefer (Phyllit von Penna); **2.** Garbenschiefer aus dem Selgegrund bei Rochlitz; **3.** Cordieritgneiß von Lunzenau; alle drei Gesteine mit Spuren von P_2O_5 und Fl.

Ist auch die Uebereinstimmung dieser Analysen von Gesteinen aus dem sächsischen Granulitgebiet eine sehr große, selbst wenn die Kritik noch manches gegen dieselben einwendet, wie z. B. den offenbar zersetzten Zustand, in welchem sich wenigstens die beiden letzteren Gesteine befinden, so führt doch die Vergleichung der chemischen und mineralischen Zusammensetzung der Gesteine zu dem wichtigen Resultat, daß zur Bildung derselben eine und dieselbe Urmasse verwendet sein kann;

nur die Vorgänge bei der Bildung sind verschieden gewesen, ja vielleicht war nur die Intensität der Agentien verschieden.

§ 39. Die Phyllite müssen schon während ihrer Bildung in der archäischen Zeit auch die Fältelung und Faltung angenommen haben, welche sie jetzt aufweisen. Hier liegen wohl, wenn auch in ganz anderer Weise als bei der Mikrofluctuationsstructur, gleichsam versteinerte Bewegungsphänomene vor, aber dieselben sind zur Zeit der Bildung des ganzen Gesteins eingetreten; denn das krystallinische Gefüge ist durch sie zwar beeinflußt, aber nicht zerstört worden. Beachtenswerth ist, daß Phyllite nach übereinstimmenden Angaben mehrer Forscher, wie *Dalmer*, *v. Gümbel*, *Loretz*, transversale Schieferung in bedeutend geringerem Grade und seltener aufweisen, als paläozoische Thonschiefer. Wie vielmal die Phyllite während ihrer Bildungszeit eine transversale Schieferung erlitten haben mögen, welche die Abweichungen von allerstrengstem Parallelismus erzeugt haben können, ist eine Frage, die vorderhand nur mit Hilfe von Spekulationen gelöst werden könnte.

Für die Erklärung der Entstehung der Phyllite sind selbstverständlich von hohem Interesse die oben erwähnten, jüngeren, rein krystallinischen Gesteine, desgleichen aber auch die halbkrystallinen paläozoischen Schiefer, die einige allothigene Bestandtheile enthalten, ferner diejenigen Thonschiefer, in denen man mit Sicherheit keine allothigenen Bestandtheile nachweisen kann.

XV. Familie der Thonschiefer.

1. Chemische Zusammensetzung. § 1.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1.	64.64	18.32	8.42		1.42	0.84	0.69	1.83	2.72	Glv.
2.	59.99	16.29	13.42	—	—	0.55	3.84	1.72	2.71	Glv.
3.	51.66	24.50	14.51	—	1.86	0.67	0.64	2.28	4.56	Glv.
4.	50.13	10.73	2.27	—	1.00	0.40	—	—	2.21	
5.	38.74	6.14	46.86	—	1.08	0.52	0.63	0.30	3.64	Glv.

1. Cambrischer, graugrüner Thonschiefer von Wallendorf bei Gräfenthal, Frankenwald. **2.** Culm-Dachschiefer von Lehesten in Thüringen, mit MnO 0.47; SO_3 0.76. **3.** Oberdevonischer Wetzschiefer von Steinach in Frankenwald. **4.** Silurischer Schwärzschiefer (Alaunschiefer) von Garnsdorf bei Saalfeld, mit C 28.83; FeS_2 7.53. **5.** Oberdevonischer rother Thonschiefer von Weitesgrün in Oberfranken.

2. Mineralische Zusammensetzung. § 2. Die Thonschiefer sind dichte, schiefrige Gesteine von meist dunkeler Farbe, deren mineralische Zusammensetzung nur unter dem Mikroskope erkannt werden kann. Doch läßt auch dieses Hilfsmittel uns nicht selten im Stich, und es müssen dann noch chemische Untersuchungen herbeigezogen werden. Aber auch letztere sind nur bedingungsweise von Werth, weil bisher eine völlig exacte Sonderung der Gemengtheile nicht ausgeführt werden konnte. Einer verschiedenen mineralischen Zusammensetzung entspricht nicht

immer ein verschiedenes Aeußere; andrerseits können Thonschiefer von sehr verschiedenem Habitus eine große Gleichartigkeit in der mineralischen Zusammensetzung offenbaren. Die Thonschiefer sind einer sehr großen Variabilität fähig, die aber meist auf so schwer definirbaren Eigenthümlichkeiten beruht, daß es großer Uebung bedarf, um z. B. in einem größeren Gebiete Thonschiefer verschiedener Formationen nach ihren lithologischen Eigenschaften unterscheiden zu können. Die Untersuchung der mineralischen Zusammensetzung der Thonschiefer gehört zu den schwierigsten Kapiteln der Lithologie.

§ 3. Während die Phyllite noch durchgängig rein krystallinische Gesteine sind, bestehen die Thonschiefer meist sowohl aus authigenen wie aus allothigenen Gemengtheilen. Es giebt jedoch auch unzweifelhaft ganz krystallinische Thonschiefer, die allothigener Gemengtheile völlig entbehren. *Zirkel* fand solche sogar von jurassischem Alter in Nordamerika. In den paläozoischen Gebieten Deutschlands sind sie häufiger; namentlich ist *v. Gümbel* für die Krystallinität vieler Vorkommnisse eingetreten. Im Allgemeinen enthalten ältere Thonschiefer mehr authigene Gemengtheile als jüngere; sehr zweifelhaft aber ist es, ob es unter letzteren überhaupt solche Vorkommnisse giebt, die nur aus allothigenen Gemengtheilen bestehen würden. Die Erkennung der authigenen oder allothigenen Natur ist übrigens bei den Thonschiefern wegen der sehr geringen Größe der Bestandtheile ungemein schwierig; es entscheiden weniger die Formverhältnisse, als der Verband der Gemengtheile.

§ 4. Der im Deutschen nun einmal gebräuchliche Name „Thonschiefer“ ist eine Bezeichnung, welche nicht mehr ganz zutreffend erscheint, seitdem wir wissen, daß viele von anderen im Aeußeren nicht unterscheidbare Thonschiefer nur aus authigenen Gemengtheilen bestehen und daß in diesen, wie in anderen, Bestandtheile vorkommen, deren chemische Zusammensetzung durchaus nicht die eines wasserhaltigen Thonerdesilicates ist. Es mag der Fall sein, daß in an allothigenen Gemengtheilen reichen Thonschiefern auch Partikeln etwa von kaolinartiger Beschaffenheit vorkommen; sie lassen sich aber als solche nicht mit Sicherheit erkennen.

§ 5. Ein hervorragender Gemengtheil aller Thonschiefer ist ein farbloses oder doch nur ganz schwach gefärbtes, glimmerartiges Mineral, dessen winzige, schwach lichtbrechende Schüppchen den Schieferungsebenen parallel zu liegen pflegen. Bisweilen ist dieses Mineral entschieden Muscovit, dessen stark glänzende Schüppchen auf den Schichtungsflächen makroskopisch erkennbar sind. Solche Blättchen sind wahrscheinlich in vielen Fällen allothigen; die Hauptmasse des glimmerartigen Minerals scheint jedoch in sehr vielen Vorkommnissen authigen zu sein. Uebrigens tritt dieser Gemengtheil in Schliffen quer gegen die Schieferung bedeutend kräftiger zwischen gekreuzten Nicols hervor, als in Schliffen parallel der Schieferung. Das Vorkommen von Adern und Trümmern von sog. Gümbelit, einem alkalienarmen, wasserhaltigen Thonerdesilicat, in hoch krystallinen Thonschiefern führt zu der Annahme, daß in diesen Gesteinen

das glimmerartige Mineral eher ein Gümbelit als ein Muscovit sei. Die faserige Structur, die man an Querschnitten der Blättchen wahrzunehmen glaubt, spricht hierfür; auch das Vorkommen von Sericit wäre in Beachtung zu ziehen.

§ 6. Alle Thonschiefer enthalten auch eine größere oder geringere Menge Quarz bald authigenen, bald allothigenen Ursprungs. Sind allothigene Quarzkörnchen irgendwie größer, so daß sich schon die Bruchflächen des Gesteins rauh anfühlen, so ist ihre Natur sehr leicht unter dem Mikroskope zu erkennen. Authigener Quarz bildet meist nur winzige, unregelmäßig begrenzte und mit einander verwachsene Körnchen, die nur spärlich, namentlich im Centrum, Flüssigkeitseinschlüsse führen. Dieser authigene Quarz bildet oft gleichsam ein Alles verkittendes Cement; an seiner Statt scheint auch amorphe, vielleicht wasserhaltige Kieselsäure auftreten zu können. Das Vorkommen farbloser, nicht doppelbrechender, formloser Partien scheint hierfür zu sprechen, doch ist vor einer Verwechselung mit parallel der Basis geschnittenen Blättchen der glimmerartigen Mineralien zu warnen.

§ 7. Viele Thonschiefer enthalten ein chloritartiges Mineral, welches in Salzsäure löslich ist und dadurch in Gegensatz zu dem erst in Schwefelsäure bei höherer Temperatur löslichen glimmerartigen Mineral tritt. Nicht selten ist es deutlicher Chlorit, grün und stark dichroitisch; in anderen Fällen sind diese chloritartigen Blättchen durch Färbung vom Glimmer kaum zu unterscheiden. Hier kommt für die Erkennung die sonderbare Eigenthümlichkeit zu Hilfe, daß ganz wie in den Phylliten, so auch in den Thonschiefern die Chlorite in einzelnen Blättchen und namentlich in mikroskopisch kleinen bis makroskopisch wahrnehmbaren blättrig zusammengesetzten Knöllchen mit querer Stellung gegen die Schieferungsebenen erscheinen. Wahrscheinlich sind alle so gestellten Chlorite authigener Natur; dafür spricht auch der Umstand, daß sie nicht selten die zu erwähnenden Rutilmikrolithen beherbergen.

§ 8. Gewiß authigenen Ursprungs ist der in Thonschiefern nur selten beobachtete Chloritoid, der dann mit ganz denselben Eigenschaften erscheint wie im Phyllit. Er ist meist reich an namentlich opaken Einschlüssen und von einer farblosen, klaren Zone aus Stengelchen von Quarz und vielleicht von Glimmer umgeben.

§ 9. Feldspath-Bröckchen allothigenen Ursprungs sind in Thonschiefern verhältnißmäßig selten nachweisbar; erhaltene Verzwillingung und charakteristische Zersetzungserscheinungen können zu ihrer Bestimmung dienen.

§ 10. Kohlige Substanz, wohl stets organischen Ursprungs, ist in vielen Fällen das eigentliche, dunkel färbende Element der Thonschiefer; durch Glühen lassen sich solche Schiefer bleichen. Unter dem Mikroskope erscheint diese kohlige Substanz in winzigen Körnchen mit allerlei Spitzchen und Häkchen, meist in Aggregaten; bald ist sie dem Graphit sehr ähnlich, bald wieder stellenweise selbst bräunlich durchscheinend.

§ 11. Fast alle Thonschiefer enthalten, zum Theil in ungeheurer

Menge winzige Mikrolithen von Rutil, die sog. Thonschiefernädelchen, die, von *Zirkel* entdeckt, zehn Jahre lang ihrer Erkennung gespottet haben, bis sie, von *Kalkowsky* zuerst isolirt, von *Cathrein* und *Sauer* dann gleichzeitig durch chemische Analyse als Rutil bestimmt wurden. Wie kleingehackte Haare liegen sie in den Schieferungsebenen in unendlicher Menge als kurze, in Folge der äußerst starken Doppelbrechung anscheinend opake Nädelchen, deren Dimensionen nur nach Tausendsteln von Millimetern messen. Obwohl nach einer Berechnung in einem Kubikmillimeter Thonschiefer gegen eine halbe Million Nädelchen enthalten sein können, beträgt ihre Menge doch nur einen sehr geringen Theil der Gesammtzusammensetzung des Gesteins. Isolirt stellen sie einen hellgelben Staub dar; Zwillingsbildungen sind seltener als in Phylliten. Im Allgemeinen sind die Rutile in älteren Thonschiefern häufiger als in jüngeren, und es ist noch nicht klar, in welcher Form sich in letzteren die Titansäure findet; vielleicht gehören hier winzigste Körnchen zum Rutil. An Eisenoxyden primär reiche Thonschiefer entbehren nach *Liebe* gleichfalls der Rutilmikrolithe, während sie in secundär gerötheten nicht fehlen.

§ 12. Säulchen von Turmalin sind meist nur spärlich aufzufinden; zerbrochene Individuen kommen vor; die Entscheidung, ob authigen oder allothigen, ist schier unmöglich; denn diese Turmaline finden sich mit ganz den gleichen Eigenschaften in Phylliten, Glimmerschiefern, wie als allothigener Gemengtheil in Sandsteinen, Conglomeraten u. s. w.

§ 13. Von Eisenerzen ist wohl Eisenglanz und Eisenhydroxyd am häufigsten vorhanden; dieses Eisenerz kommt bisweilen in zahllosen, winzigsten Körnchen und Blättchen, das Gestein stark roth färbend, vor; Magnetit ist mit Sicherheit schwer nachweisbar. Die Eisenerze tragen ebenfalls zur Dunkelfärbung des Gesteins bei, so lange sie wasserfrei sind; bei ihrer secundären Hydratisirung röthet sich das ganze Gestein, aber oft unregelmäßig fleckenweise. Eisenkies ist in einzelnen Würfelchen von mikro- bis makroskopischer Größe ein nicht seltener Gast in Thonschiefern. *E. Müller* beobachtete klare Zonen von authigenem Quarz-Glimmergemenge um die selbst gewiß authigenen Pyritwürfelchen.

§ 14. Von Carbonaten enthalten viele Thonschiefer namentlich Kalkspath in Körnchen und Schüppchen, auch in winzigen Rhomboedern, in gleichmäßiger Vertheilung durch das ganze Gestein. Durch die anderen Gemengtheile wird der Gehalt an Kalkspath so maskirt, daß daran so reiche Gesteine, daß sie zum Mergelschiefer gerechnet werden müssen, völlig den Habitus eines Thonschiefers erhalten. Vielen Thonschiefern fehlt jedoch ein Carbonatgehalt gänzlich; sonst wird er in den meisten rein organischer Herstammung sein, wie denn auch mikroskopische Organismenreste namentlich in jüngeren Thonschiefern nicht selten nachweisbar sind.

3. Structur. § 15. In allen Thonschiefern tritt Parallelstructur mehr oder minder stark hervor; alle Gemengtheile sind mit ihren längsten Dimensionen in derselben Ebene gelagert. Eine Ausnahme machen nur, wie erwähnt, die Chlorite sehr gewöhnlich, doch sind auch diese in ein-

zelnen Lagen häufiger als in anderen vorhanden, wie dies überhaupt für alle Gemengtheile gilt. Die einzelnen Lagen, aus denen sich ein Thonschiefer aufbaut, sind jedoch meist so dünn, daß makroskopisch ein Unterschied nicht wahrnehmbar ist, das Gestein sieht vielmehr im Querbruch homogen aus, und zwar mit erdigem Habitus, während auf künstlichen Spaltflächen, parallel jenen dünnsten Lagen, ein stärkerer Glanz hervortritt, erzeugt durch die Lagerung der Glimmerblättchen. Die Spaltbarkeit der Thonschiefer, parallel diesen elementaren Lagen, ist aber eine sehr verschieden gute; ausgezeichnete Spaltbarkeit gehört durchaus nicht zum Wesen eines Thonschiefers. Es spalten übrigens an authigenen Gemengtheilen reiche Thonschiefer besser als daran arme, und es wird wahrscheinlich diese Schieferung parallel der Ablagerungsebene durch den Druck der überlagernden Massen erzeugt.

§ 16. Sehr oft durchschneidet die Schieferung jene Ablagerungsebenen unter mehr oder minder großem Winkel. Das ist dann transversale Schieferung, die höchst wahrscheinlich eine Folge des inneren Druckes ist, wenn die Massen bei der Emportreibung der Erdkruste zu Gebirgen zusammengepreßt werden. Die transversale Schieferung kann einen ebenso hohen Grad erreichen als die ursprüngliche parallel der Ablagerungsebene. In größeren Gebieten reiner, gleichartiger Thonschiefer kann die Entscheidung über die Art der Schieferung Schwierigkeiten machen; denn bei der transversalen Schieferung haben die Bestandtheile genau die gleiche Lagerung und gegenseitige Verbindung angenommen wie bei den primär geschieferten Gesteinen. Ist nun bei transversaler Schieferung die Structur des Thonschiefers eine vorwiegend krystallinische mit wenig oder gar keinen allothigenen Gemengtheilen, so ist es klar, daß die authigenen Bestandtheile sich wenigstens zum Theil zu derselben Zeit gebildet haben müssen, in welche die Erzeugung der transversalen Schieferung fällt.

§ 17. Die transversale Schieferung kann aber auch in schwächerem Grade ausgebildet sein, so daß sie die primäre nicht völlig vertilgt hat. Dann hat das Gestein Neigung nach zwei Ebenen zu spalten; es liefert sowohl bei künstlicher Spaltung wie bei natürlicher Zerstückelung griffelförmige Bruchstücke. Diese Griffelstructur, eine Varietät der stengeligen, kann natürlich auch dadurch erzeugt werden, daß der Thonschiefer von zwei etwa verschieden alten transversalen Schieferungen befallen wurde.

§ 18. Sehr häufig ist die verschiedenartige, mineralische Zusammensetzung der gröberen, ursprünglichen Gesteinslagen schon makroskopisch deutlich zu erkennen. Auf Querbrüchen können solche Thonschiefer eine gebänderte Textur zur Schau tragen; etwaige transversale Schieferung ist an einem solchen Gestein meist besonders vortrefflich zu studiren. Die Verschiedenartigkeit der mineralischen Zusammensetzung ist aber auch oft genug nicht nur auf die ursprünglichen Lagen beschränkt, sondern im Gestein flecken- oder flammenweise vertheilt. Die kohlige Substanz und der Gehalt an allothigenem Quarz sind es besonders, welche so unregelmäßig erscheinen, jedenfalls in Folge einer ur-

sprünglichen ungleichförmigen Anhäufung des Materials, aus dem der Thonschiefer entstand.

§ 19. Unter dem Mikroskope offenbart sich fast stets in Schliffen parallel zur Schieferung eine fleckenweise Gruppirung der Gemengtheile. Die Rutilnädelchen, die Kohlepartikeln, die Chloritblättchen, die Kalkspathkörnchen lieben es, sich stellenweise reichlicher einzufinden, ohne daß es meist zur Bildung von reinen Aggregaten eines Gemengtheiles kommt. Eine solche locale Sammlung gleichartiger Individuen hat oft nichts Regelmäßiges in dem Vorkommen an sich; es giebt aber auch Thonschiefer, welche sehr regelmäßig Fleckchen, Knoten u. s. w. von von der Hauptmasse abweichender Zusammensetzung, aber damit innigst verwachsen, enthalten. Solche Thonschiefer, welche stellenweise, aber ganz unabhängig von dem Vorhandensein von Eruptivgesteinen, auftreten, mögen mit *v. Gümbel* als Schäckschiefer bezeichnet werden; die im Frankenwald, Fichtelgebirge u. s. w. bekannten Vorkommnisse bedürfen jedoch noch genauerer Untersuchung.

§ 20. Die Schieferungsflächen der Thonschiefer weisen nicht selten eine feine Fältelung auf. Dieselbe wird, wie die transversale Schieferung und die Faltung im Großen, auf den Druck bei der Bildung der Gebirge zurückgeführt; die Fältelung ist auch unter dem Mikroskope bisweilen an der Querstellung der Glimmerblättchen und an der streifenweisen Gruppirung einzelner Gemengtheile erkennbar.

4. Lagerung. § 21. Die Thonschiefer lagern in Schichten von wechselnder, zum Theil sehr bedeutender Mächtigkeit und mit wechselnden Graden von Schieferung; sie bilden entweder allein gar mächtige Schichtensysteme oder wechsellagern mit anderen Gesteinen, schnell und häufig namentlich mit Sandsteinen und Grauwacken, auch mit Kalksteinen. In alle diese Gesteine giebt es auch Uebergänge nach mineralischer Zusammensetzung; die Uebergangsgesteine können nur wenig mächtig sein, aber auch wieder selbst herrschen. Thonschiefer finden sich seit dem Ende der archäischen Ablagerungen in allen Perioden, in älteren augenscheinlich reichlicher als in jüngeren.

5. Accessorische Bestandmassen. § 22. Die Thonschiefer enthalten ziemlich viel accessorische Bestandmassen; Eisenkies erscheint außer als Gemengtheil nicht selten auch in kleinen Linsen, Knollen, Knauern, Krystallgruppen. Kalkspath, resp. andere Carbonate, treten in derselben Form auf; sind sie sehr reichlich vorhanden, so wird das Gestein besser zur Familie der Kalksteine gerechnet. Der Kalkknotenschiefer variirt eben so stark, daß manche Schichten desselben von rein lithologischem Standpunkte zum Thonschiefer gerechnet werden müßten. Quarzlinsen sind in den Phylliten entschieden häufiger als in den Thonschiefern. Grobkörnige Quarzmassen erscheinen in den Thonschiefern sowohl in Linsen wie in Knauern und Gängen, die zum Theil primär sein, d. h. sich während der Verfestigung des Thonschiefers gebildet haben können. Kiese und chloritähnliche Mineralien sind in solchen Quarzmassen häufige Gäste. Hierher gehören auch die Gümbelit-Adern und Flatschen und die Massen anderer ähnlicher Mineralien.

6. Zersetzung. § 23. Andere, namentlich dünne Quarzadern werden ebenso, wie Trümmer von Kalkspath, erst durch Zersetzung und Auslaugung der Gesteine gebildet. Im Allgemeinen sind Thonschiefer für Angriffe der Atmosphärilien oder Sickerwasser wenig disponirt, weil die vorherrschenden Bestandtheile nur schwer Zersetzung erleiden. Kluftflächen werden oft gebräunt und das Gefüge an ihnen wird gelockert; Schieferberge bedecken sich mit großen Schuttmassen, die sich endlich in Lehm auflösen.

7. Arten der Thonschiefer. § 24. Die Thonschiefer verschiedener Epochen oder auch nur verschiedener Horizonte unterscheiden sich in ihrem ganzen Habitus oft so bedeutend, daß der Geologe sie in verschiedene Arten zerlegen muß, deren Benennung aber nur nach sehr äußerlichen Merkmalen erfolgen kann, weil sie mineralisch nur wenig verschieden zu sein brauchen. Manche Vorkommnisse führen eigene Namen; wie die Killas in Cornwall. Rein geologische Varietäten sind auch die zahlreichen, nach Petrefacten benannten Thonschiefer. Lithologisch kann man etwa folgende Arten als ausgezeichnet hervorheben: Der eigentliche gemeine Thonschiefer hat helle bis blauschwarze Farbe, erdige Bruchflächen und weist nicht gerade einen hohen Grad von Schieferung auf, welche namentlich für eine Spaltung in größere Platten nicht günstig ist; von den angeführten Gemengtheilen tritt der chloritartige sehr zurück; Kalkspath fehlt oft gänzlich. Für die Verbreitung bebarf es keiner weiteren Angaben, da sich solche Thonschiefer eben in fast allen Gebirgen finden.

§ 25. Dachschiefer ist eine allgemeine, nicht rein lithologische Bezeichnung für Thonschiefer, welche oft in Folge transversaler Schieferung sich leicht in große, möglichst dünne Platten spalten lassen. Tafelschiefer zeichnen sich daneben durch dunkele Farbe und ein äußerst gleichmäßiges, feines Korn aus; Griffelschiefer sind ebenfalls nur durch das äußerliche Kennzeichen einer doppelten Schieferung charakterisirt. Große Dach- und Tafelschieferbrüche finden sich in Deutschland im östlichen Thüringen (bei Lehesten und Gräfenthal), im westlichen Harz (Goslar und Lautenthal) und am Rhein (St. Goarshausen, Rüdesheim). Wetzschiefer sind Thonschiefer, welche sich durch ein sehr festes, gleichmäßiges Gefüge, aber nicht nothwendigerweise auch durch höheren Gehalt an Kieselsäure auszeichnen.

§ 26. Quarzitische Thonschiefer enthalten den Quarz entweder in gleichmäßiger Vertheilung oder auch in daran reicheren Schmitzen und Lagen, wie z. B. die thüringischen cambrischen Phycodenschiefer. Chloritische Thonschiefer enthalten den chloritischen Bestandtheil in reichlicher Menge und nehmen dadurch eine graugrüne Gesammtfarbe an. In kalkigen Thonschiefern kann der Kalkspathgehalt ganz maskirt sein; öfters stammt er in deutlich erkennbarer Weise von sehr kleinen Organismenresten ab, z. B. in den Tentaculitenschiefern im Devon. Zu dieser Art gehört ein großer Theil der eocänen Thonschiefer in der Schweiz. Chloritoid-Thonschiefer, die meist makroskopisch sichtbare Blättchen von Chloritoid in einer schwarzen Schiefermasse enthalten, sind nur spärlich bekannt; zu Rhode Island in Nordamerika sind es die das „Phyllite“ genannte Mineral enthaltenden Thonschiefer. Ausgezeichnete, ebenschiefrige, schwarze Thonschiefer, reich an nadelstichgroßen Chloritoidblättchen in zum Theil radialer Anordnung, finden sich in den Alpen am Lukmanier und noch schöner zu Curaglia im Medelser Thale; an beiden Stellen sind sie höchst wahrscheinlich jurassischen Alters.

§ 27. Alaunschiefer (Ampelit) sind Thonschiefer, die sich durch großen Gehalt an kohliger Substanz und einer mehr oder minder großen Menge sehr fein vertheilten Eisenkieses auszeichnen und deshalb bei der Verwitterung Sulfate erzeugen. Die kohlige Substanz erscheint nicht selten in dünnen, anthracitisch glänzenden Häutchen auf Schieferungs- und Schichtungsflächen; durch Pochen und Schlemmen gewinnt man aus ihnen die sog. schwarze Kreide; daher der von *v. Gümbel* gebrauchte Name „Schwärzschiefer“. Die kohlige Substanz stammt wahrscheinlich von Thierresten ab, die auch oft genug in verschiedenartiger Mineralisirung erhalten sind.

§ 28. Zu den Thonschiefern gehören auch noch wenigstens manche Abänderungen jener Gesteine aus dem oberen Schwarzathale, welche *Loretz* Halbphyllit

genannt hat. Sie sind durch ziemlich große, deutlich allothigene Quarze und durch ihren Gehalt an Biotit ausgezeichnet. Auch noch in vielen anderen Gegenden nehmen Thonschiefer gern stellenweise einen stark krystallinischen Habitus an, welcher jetzt ziemlich allgemein, allerdings noch in sehr vager Weise, als durch Dislocationsmetamorphismus entstanden betrachtet wird. Diese Dinge erfordern noch viele mühsame Untersuchungen, bei denen aber die lithologischen Arbeiten nur auf sicherster geologischer Grundlage ausgeführt werden können.

8. Contactmetamorphose der Thonschiefer. § 29. Die im vorigen Paragraphen mehr angedeuteten als beschriebenen Gesteine müssen immerhin als besondere Thonschieferarten gelten, da ihre Entstehung, was wenigstens die Erlangung des eigenthümlichen Habitus anbetrifft, noch ebensowenig erklärt ist, wie die Bildung der rein krystallinen Phyllite. Es giebt nun aber auch sehr reichlich Gesteine, welche wir deutlich als bloß umgewandelte, gewöhnliche Thonschiefer erkannt haben, und zwar ist diese Umwandlung in der Nähe anogener Gesteine vor sich gegangen als eine exogene Contacterscheinung. Obwohl sehr verschiedene Gesteinsarten metamorphosirend gewirkt haben, so lassen sich doch diese Phänomene für eine allgemeine Darstellung in zwei Gruppen unterbringen: in die Contactmetamorphosen am Granit und in die am Diabas.

§ 30. Wo irgend größere Massen von Granit durch Thonschiefer durchgedrungen sind, da haben die letzteren eine starke Veränderung ihrer mineralischen Zusammensetzung erlitten. Die Veränderungen sind am stärksten in der unmittelbaren Nähe des Granites und nehmen nach außen zu immer mehr und mehr ab. Dabei ist aber in allen genauer untersuchten Fällen erkannt worden, daß eine Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung der Thonschiefer nicht stattfindet, außer daß der Gehalt an kohliger Substanz und an Wasser gegen den Granit hin immer mehr und mehr abnimmt; nur in der allernächsten Nachbarschaft des Granites kann auch eine Zu- oder Entführung von anderen Stoffen eintreten. Aus einer von *Rosenbusch* mitgetheilten, größeren Reihe von Analysen möge folgende Auswahl das Verhältniß erläutern; die Analysen folgen auf einander, wie sich die betreffenden Gesteine dem Granit nähern.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	57.32	25.27	6.43	1.31	0.66	1.05	2.17	2.85	3.77
2.	57.99	25.33	6.68	1.57	1.44	0.91	1.58	1.62	3.45
3.	56.68	27.90	6.37	0.29	1.07	0.71	0.82	3.76	2.70
4.	58.81	24.38	7.38	0.49	1.70	0.89	0.98	2.50	2.17

1. Normaler Steiger Schiefer vom nördlichen Gebirgsabhang oberhalb Steige in den Vogesen. 2. Knotenthonschiefer vom Lienschbachthale. 3. Knotenglimmerschiefer im Uebergang zu Andalusithornfels vom Fischbachthal. 4. Andalusithornfels vom östlichen Fuße des Kiehnberges. Die Gesteine enthalten Spuren von Ti_2O und MnO. Die Verschiedenheiten in den Analysen sind nicht größer, als wie sie sich in der chemischen Zusammensetzung unveränderter Schiefer von verschiedenen Punkten zeigen.

§ 31. Die Veränderung der Thonschiefer vom Granit bis zum unverändert gebliebenen Thonschiefer ist im Allgemeinen eine continuirliche zu nennen; doch kommen hier manche Unregelmäßigkeiten vor, die ihren

Grund in ursprünglicher Verschiedenartigkeit der Thonschiefer haben. Der Uebersichtlichkeit halber kann man mehre Stadien der Umwandlung unterscheiden, doch ist dies nicht so zu verstehen, als ob die stärker metamorphosirten Schiefer die Stadien der schwächeren Metamorphose durchgemacht haben müssen. Die Stadien drücken die räumliche, nicht auch die genetisch zeitliche Aufeinanderfolge aus.

§ 32. Die im Allgemeinen unterscheidbaren Stadien der Umwandlung finden sich nicht bei jedem Contact; nicht selten fehlt das eine oder das andere Stadium oder ist nur local in ganz unbedeutender Mächtigkeit vorhanden. Größere Verschiedenheiten, namentlich auch im Mineralbestande der metamorphen Massen, werden wohl stets durch ursprüngliche Verschiedenartigkeit der Thonschiefer bedingt. Zu erwähnen ist noch besonders, daß die ganz krystallinen Phyllite dieselbe Art der Umwandlung erleiden, wie die Gesteine der Familie der Thonschiefer.

§ 33. Das erste, vom Granit am weitesten entfernte Stadium stellen die Knotenthonschiefer dar. Auf der Schieferungsebene sieht man kleine, höchstens hirsekorngroße Fleckchen, die meist matter und dunkeler sind als die übrige Schiefermasse; sie stellen sich mit der Annäherung an den Granit in immer reichlicherer Zahl ein. Unter dem Miskroskope erweisen sich die Knotenthonschiefer als in ihrem mineralischen Bestande noch sehr wenig verändert; es hat nur eine Anhäufung der dunkeler färbenden Bestandtheile des Thonschiefers in den Knötchen stattgefunden. Diese letzteren sind oft rundlich, aber sie haben auch nicht selten einen wenigstens theilweise von geraden Linien begrenzten Querschnitt; namentlich sind annähernd vierseitige Querschnitte häufig. Zwischen gekreuzten Nicols aber läßt sich auch an den dünnsten Stellen der Präparate keine gleichmäßige Einwirkung auf polarisirtes Licht erkennen, so daß diese Knoten augenscheinlich nicht Mineralindividuen entsprechen. Mit Rücksicht auf die Form der Aggregate ist es nicht unwahrscheinlich, daß sich in dem feinen Gewirre von Gemengtheilen Molekelgruppen in paralleler Stellung verbergen; es könnten dies nur Andalusit-Molekelgruppen sein. Die Rutilmikrolithe zeigen oft schon eine Beeinflussung; sie erscheinen dicker und bisweilen ganz schwarz. Einzelne Blättchen von Biotit finden sich um so mehr ein, je näher man innerhalb der Knotenthonschiefer dem Granit kommt.

§ 34. Chiastolithschiefer bilden nicht selten das zweite Stadium der Metamorphose. Die Chiastolithe von mikroskopischen Dimensionen bis zu mehren cm Länge, wie sie in der Bretagne vorkommen, sind nichts anderes als Andalusite, welche die übrigen Thonschiefergemengtheile in mehr oder minder gesetzmäßiger Anordnung umschließen. Sie werden sehr leicht von der Verwitterung befallen, welche einen lichten Glimmer aus ihnen erzeugt, so daß man die frische, pleochroitische Andalusitsubstanz nur selten zu sehen bekommt. Die Chiastolithe treten neben den Knötchen auf oder ohne dieselben; bisweilen erscheinen sie, und dabei in beträchtlicher Größe, in einer Thonschiefermasse, in welcher man eine sonstige Veränderung nicht wahrnehmen kann. In selteneren Fällen schließen die Andalusite keine anderen Gemengtheile ein, und man muß dann die betreffenden Gesteine wohl Andalusitthonschiefer nennen.

§ 35. Knotenglimmerschiefer hat man das nächste Stadium der metamorphosirten Thonschiefer genannt; es sind das aber Gesteine, die ihrem Aeußeren nach den Thonschiefern unendlich viel näher stehen als den Glimmerschiefern, welchen sie nur in selteneren Fällen entfernt ähneln. Es sind meist recht harte, wenig gut spaltende Gesteine, die unter dem Mikroskope ein deutlich krystallinisches Gefüge aufweisen. Allothigene Gemengtheile und der größere Theil der kohligen Substanz sind verschwunden; Quarz, heller Glimmer und eine größere Menge von Biotit bilden eine ziemlich klar auflösbare Masse, in welcher die Knoten bald als dunkelere, bald als hellere Flecke hervortreten, die aber weniger scharf von der Hauptmasse abgegrenzt sind als in den Knotenthonschiefern. Die Eisenerze haben sich bereits zu scharf begrenzten, opaken Körnchen umgewandelt; die Rutilmikrolithe sind spärlicher an Zahl geworden oder ganz verschwunden.

§ 36. Im Stadium der Fruchtschiefer hat sich der Thonschiefer bereits in eine krystallinische Masse umgewandelt, in der von der ursprünglichen Thonschiefersubstanz höchstens noch größere allothigene Quarze übrig sind, die aber durch einzelne größere Mineralindividuen ein porphyrisches Aussehen angenommen hat, eine Masse, welche immer noch mehr oder minder gute Spaltbarkeit parallel der ursprünglichen Schieferung besitzt. Als porphyrische Gemengtheile, die stets von authigenen, selten von allothigenen und ursprünglichen Gemengtheilen stark verunreinigt sind, erscheinen zunächst Biotit, dann Andalusit, Staurolith, Skapolith und andere. Der sog. Dipyrschiefer aus den Pyrenäen gehört hierher; die Dipyre sind durch Quarzbrocken verunreinigte Skapolithe.

§ 37. Hornfelse sind sehr harte, spröde, dichte oder sehr feinkörnige Gesteine, meist ohne alle Schieferung, von schwarzer, bräunlich-violetter oder dunkelgrauer Farbe; sie stellen eines der höchsten Stadien der Umwandlung dar und dürften in den meisten Fällen holokrystallin sein. Ihrer mineralischen Zusammensetzung nach können sie in verschiedenen Gebieten sehr abweichend beschaffen sein, und sie lassen sich näher bezeichnen durch Hinzufügung des Namens des am meisten charakteristischen Minerals. So ist der Biotithornfels im Contacthofe des Ramberg-Granites im Harz ausgezeichnet durch eine unendliche Menge winzigster Biotitblättchen, neben denen die mikro-, selten makroskopischen Einsprenglinge von Granat ganz in den Hintergrund treten. Der in Sachsen, in Thüringen, im Fichtelgebirge und in den Vogesen weit verbreitete Andalusithornfels ist ausgezeichnet durch das Vorkommen von reichlichem Andalusit, der durch Biotitblättchen, Magnetit- oder Eisenglanzkörnchen und Quarze meist stark verunreinigt ist und bisweilen in schwarzen Knoten und Säulchen makroskopisch erkannt werden kann. Im Dünnschliff erscheint der Andalusit bisweilen sehr kräftig gefärbt und stark dichroitisch. Biotitblättchen sind stets reichlich vorhanden, im Schliff bald reinbraun, bald sehr dunkel gefärbt und auf Reichthum an Eisenoxyden hinweisend, in größeren Blättchen stets von Quarzen vielfach durchbrochen. Turmalinsäulchen sind unter dem Mikroskope oft reichlich vorhanden; sie finden sich jedoch auch schon in den vorhin erwähnten Stadien der Metamorphose, wie sie auch den ursprünglichen Thonschiefern nicht fremd sind. Die Titansäure muß in die Constitution anderer Gemengtheile eingetreten sein, denn Rutile sind meist nicht mehr wahrnehmbar. Granathornfels, Turmalinhornfels und Cordierithornfels sind bisher nur local in geringer Verbreitung in der nächsten Nähe der Granite aufgefunden worden. Hier nehmen die Hornfelse bisweilen ein ziemlich grobes Korn an, wenigstens soweit, daß ihre nicht homogene Zusammensetzung sich schon mit bloßem Auge erkennen läßt. Solche Massen bezeichnet man wohl auch als Andalusitglimmerfels, Cornubianit u. s. w., dann als Turmalinfels (aus Quarz und Turmalin bestehend) u. s. w.

§ 38. Beachtenswerth ist es, daß in den metamorphosirten Thonschiefern Feldspath nur ganz ausnahmsweise erscheint. *Reusch* beschreibt aus der Gegend von Christiania am Syenitcontact ein Gestein, welches man füglich Feldspathhornfels nennen kann; denn es besteht vornehmlich aus Plagioklasleistchen mit Blättchen eines dunkelen Magnesiaglimmers und führt auch große Feldspäthe als Einsprenglinge von mehren mm Durchmesser. Doch ist zu erwähnen, daß in der Gegend von Christiania wie in der Bretagne auch gneißartige Gesteine als Contactprodukte in der nächsten Nähe der Granite gefunden worden sind.

§ 39. Ganz anders ist die Veränderung der Thonschiefer im Contact mit Diabas. Wie Diabase nie in so großen Massen wie Granite erscheinen, so sind auch die Contacthöfe immer nur schmal. Manche Verhältnisse aber harren noch weiterer Erläuterung; so das Auftreten der Metamorphose bald im Liegenden, bald im Hangenden, bald beiderseits von Lagern; das Fehlen jeder Veränderung in anderen Fällen, die große Verschiedenartigkeit der Umwandlungsprodukte nach Gebieten ihres Vorkommens. Besonders hervorzuheben ist, daß die Thonschiefer im Contacte mit Diabas, entgegengesetzt dem Verhalten beim Granit, eine Beeinflussung ihrer chemischen Zusammensetzung erlitten haben.

Von den von *Kayser* veröffentlichten Analysen von Vorkommnissen aus dem Harz mag die Reihe der Contactgesteine von Allrode im Quellgebiete der Lupbode mitgetheilt werden.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	75.25	11.80	Spur	1.76	1.57	0.32	7.54	0.61	0.81
2.	73.74	14.81	0.02	1.31	1.29	0.61	5.47	1.51	0.70
3.	69.27	13.12	0.62	5.24	1.36	0.12	2.25	4.31	3.36

1. Sehr hartes, hellgraues, Hornstein ähnliches Gestein mit halbmuscheligem Bruche, nahe am Diabas, mit FeS_2 0.49. **2.** Hartes, dunkelblaues Gestein mit splitterigem bis kleinmuscheligem Bruch; enthält zahlreiche schwarze Knötchen in der Grundmasse; mit MnO 0.11; FeS_2 0.84 und Spur von organischer Substanz; weiter vom Diabas entfernt. **3.** Weicher, dunkelblauer, feingefältelter Thonschiefer; mit äußerst kleinen, weißen Glimmerblättchen in der Grundmasse; mit MnO 0.09; CO_2 0.04; FeS_2 0.62 und Spur von organischer Substanz.

Es geht aus den Analysen unzweifelhaft hervor, daß außer dem Verlust von Wasser, Kohlensäure und organischer Substanz eine Aufnahme von Kieselsäure und Natron, resp. eine Verdrängung des Kali durch Natron stattgefunden hat.

§ 40. Viel schwerer als bei den Contactgesteinen am Granit ist die Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung dieser durch Diabas metamorphosirten Schiefer. Wahrscheinlich ist nur, daß entsprechend der chemischen Veränderung eine Bildung von Albit oder einem ihm nahe stehenden Feldspath stattgefunden hat. Doch läßt sich über die Gemengtheile der gehärteten, gebleichten Gesteine nichts Sicheres aussagen; an Stelle der Gemengtheile der Thonschiefer sind eben andere getreten, deren genauere Bestimmung noch sehr viel Arbeit kosten wird. Von einem Contactgesteine bei Tiefenbach im Kreise Wetzlar schreibt *Riemann,* daß sich in ihm recht häufig etwa hirsekorngroße, helle Aggregate finden, welche Flecke bilden und aus Augit, wenig Hornblende, Titanit und Epidot bestehen; ferner kommen in dem Gesteine fingerdicke Adern und kleine Hohlräume vor, die von einem lockeren Aggregate kleiner Plagioklaskrystalle erfüllt sind. Im Harz nennt man wohl grünliche, ziemlich harte Gesteine mit sehr kleinen, etwas dunkleren Fleckchen oder Körnchen Spilosit, solche, in denen gleichsam diese Fleckchen zu Streifchen zusammengeflossen sind, Desmosit.

§ 41. Die ausgedehntesten Studien über die Contactmetamorphose der Thonschiefer durch Diabase sind bisher im Harz angestellt worden. Hier sind die körnigen Diabase von mannigfaltigen, verhärteten Gesteinen, darunter die letzterwähnten, und andernorts auch von adinolähnlichen Hornschiefern begleitet, während die sog. dichten Diabase von sog. grünen Schiefern umhüllt werden, welche vielleicht ebenso wenig in die Familie der Grünschiefer wie zu den Diabastuffen gehören. *Lossen* hat überdies den Nachweis geliefert, daß der Habitus der Contactgesteine der Diabase nicht allein von letzteren abhängt, sondern auch noch von anderen mit dem Gebirgsbau und dem Auftreten der Granite zusammenhängenden Verhältnissen.

XVI. Familie der Thongesteine.

1. Chemische und mineralische Zusammensetzung. § 1. Die Bauschanalysen von Thongesteinen ähneln im Allgemeinen denen von Thonschiefern, doch sind öfter die ein- und zweiwerthigen Metalle nur in sehr geringer Menge vorhanden. Im Wesentlichen sind alle Thongesteine an Kieselsäure mehr oder minder reiche Gemenge von hydratisirten Thonerdesilicaten mit Quarz und Eisenoxyden mit gelegentlicher Bei-

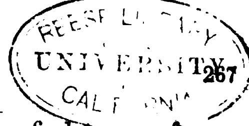
mengung von Carbonaten und anderen Salzen. Thon ist durchaus keine mineralogische Art, sondern ein durch Plasticität im angefeuchteten Zustande ausgezeichnetes Gemisch von Mineralpartikelchen von sehr geringen Dimensionen, die man auch in ihrer Gesammtheit als Bestandtheile der Thongesteine als „Schluff“ bezeichnet.

§ 2. Unter den Mineralpartikelchen finden sich in großer Menge winzige Bruchstücke von Quarz meist von eckiger Form, stellenweise wohl auch etwas abgerundet. In weitaus den meisten Fällen ist aller Quarz in Thongesteinen allothigenen Ursprungs; doch kommen vielleicht bisweilen, namentlich in den festeren hierher gehörigen Gesteinen auch authigene Quarzaggregate vor und wahrscheinlich auch kleine Massen von amorpher, etwas wasserhaltiger Kieselsäure. Die relative Menge der Quarzpartikelchen pflegt in Thongesteinen eine gewisse Grenze nicht zu überschreiten, dagegen können noch größere Quarzkörner sich in bedeutenderer Menge einstellen, wodurch dann Uebergänge in Sandsteine entstehen.

§ 3. Als reinstes, wasserhaltiges Thonerdesilicat erscheint der Kaolin, doch ist derselbe nur in daran sehr reichen Thongesteinen als solcher erkennbar. Die Isolirung desselben von den übrigen Bestandtheilen durch Schlemmen ist meist ganz unmöglich, etwas genauere Resultate erhält man noch durch Aufkochen mit Wasser und nachheriges Decantiren. Mit dem Kaolin wird man aber fast immer auch noch eisenhaltige Thonerdehydrosilicate zusammen vorfinden und dann Blättchen eines farblosen oder sehr licht gefärbten Glimmers. Die winzigen, stark polarisirenden Blättchen desselben haben bisweilen rhombische Form, welche sich aber immer noch als Bruchstücksgestalt deuten läßt; manche Blättchen mögen ja auch authigenen Ursprungs sein. Ohne Zweifel gehört ein Theil dieser Glimmerblättchen dem durch Atmosphärilien so sehr schwer zerstörbaren Muscovit an; andere mögen Zersetzungsprodukte von Magnesiaglimmer u. s. w. sein.

§ 4. Carbonspäthe sind in geringer Menge in den Thongesteinen nicht selten vorhanden. Allerwinzigste Rhomboederchen von Kalkspath, Eisenspath oder auch von verschiedenen isomorphen Gemischen der Carbonspäthe sind oft nachweisbar; ihre Form deutet mit Entschiedenheit auf authigenen Ursprung hin. Sie stammen entweder von anderen Partikelchen allothigenen Ursprungs her oder sind hervorgegangen aus der Umbildung von winzigen, organischen Resten oder von größeren. Die winzigen Täfelchen und Scheibchen oder Aggregate derselben von kohlensaurem Kalk, welche man unter der Bezeichnung Diskolithen, Kokkolithen, Kokkosphären als organischen Ursprungs ansieht, sind in Thongesteinen weit verbreitet.

§ 5. Kohlige organische Substanzen sind ebenfalls in Thonen nicht selten, wie sich ja die Thongesteine besonders gut zur Conservirung zarter Pflanzenreste eignen. Ferner erscheinen mancherlei Haloide in geringer Menge beigemischt; so Steinsalzwürfelchen, Nädelchen von Gyps; dann auch Kiese verschiedener Art und Eisenhydroxyde, von denen manche Blättchen, auch wenn sie keine scharfe Krystallform auf-



weisen, authigen sein mögen. Unter dem Mikroskope findet man ferner noch vereinzelte Säulchen von Turmalin nicht gerade selten; oft aber zeigen sich in Thongesteinen auch die sog. Thonschiefernädelchen, die Rutilmikrolithen. Nach den Untersuchungen von *R. Credner* kann man im Allgemeinen sagen, dass die letzteren um so häufiger und reichlicher sind, je älter die Gesteine sind, doch kommen bemerkenswerthe Abweichungen von dieser Regel vor. Es fehlen noch exacte Nachweise, ob in diesen Nädelchen und Stachelchen auch wirklich immer Rutile vorliegen.

§ 6. Gelegentlich wird man in diesen Gesteinen auch noch andere Bestandtheile nachweisen können, von denen hier die nicht selten beigemischten größeren klastischen Massen, wie Sand, Kalksteinbruchstücke, Gerölle u. s. w., zu erwähnen sind. Ferner treten im Allgemeinen accessorische Bestandmassen, namentlich Concretionen der verschiedensten Art in Thongesteinen nicht selten auf, die aber mehr für die localen Vorkommnisse als für die Gesteinsarten charakteristisch sind.

§ 7. Der Verwitterung sind Thongesteine nur insofern zugänglich, als mehre der oben erwähnten Bestandtheile durch Wasser verhältnißmäßig leicht ausgelaugt werden können, wodurch dann die Massen weiterer Zerstörung leichter unterliegen als sonst.

2. Structur. § 8. Die Thongesteine sind sämmtlich Pelite von einer im Besonderen wenig verschiedenen structurellen Beschaffenheit; manche sind feste Gesteine, andere bilden weiche, lockere Massen, die nur einen gewissen Zusammenhalt aufweisen, wenn sie durch Luft und Wärme alles hygroskopische Wasser, alle Bergfeuchtigkeit verloren haben. Viele Thongesteine weisen eine ziemlich gute Schieferung auf, andere dagegen haben ein ganz massiges Aussehen; porös sind sie fast alle, weshalb sie im trockenen Zustande begierig Wasser und Fette aufzunehmen im Stande sind.

3. Lagerung. § 9. Als wesentlich aus allothigenen Bestandtheilen bestehende, katogene Gesteine finden sich die Thongesteine am häufigsten in Schichten, mit anderen Gesteinen wechsellagernd und mit ihnen durch Uebergänge verbunden; Uebergänge finden statt in fast alle Gesteinsarten der noch zu beschreibenden Familien. Thongesteine finden sich von silurischem Alter bis auf Bildungen der Gegenwart; letztere haben außer der Lagerungsform in Schichten auch noch eine andere nur relativ davon verschiedene, durch räumliche Verhältnisse gegebene in mehr oder minder massigen Anhäufungen. Sind die Massen in letzterer Art der Lagerung weiter nichts als die an Ort und Stelle gebildeten Zersetzungsprodukte von anderen Gesteinen, so gehören sie in Bezug auf lithologische Systematik nur insofern zu den Thongesteinen als selbständigen geologischen Massen, als sie mit ihnen durch Lagerung und Zusammensetzung auf's Innigste verbunden sein können. Doch stößt eine subtile Systematik bei allen wesentlich aus allothigenen Gemengtheilen bestehenden Gesteinen auf unüberwindliche Schwierigkeiten.

4. Arten der Thongesteine. § 10. Die hierher gehörigen Gesteine bilden eine continuirliche Reihe, welche sich unmittelbar an den Thonschiefer anschließt und mit reinem Kaolin endet. Der Schieferthon ist hell bis dunkelgrau, besitzt

eine verhältnißmäßig gute Schieferung, doch ohne bedeutenden Zusammenhalt zwischen den einzelnen Gemengtheilen, wodurch er sich namentlich äußerlich vom Thonschiefer unterscheidet; in letzterem wird die Festigkeit durch authigene Bestandtheile erzeugt, die im Schieferthon nur eine geringe Rolle spielen. Nach geologischen Beziehungen ist eine Reihe von Abarten unterscheidbar, die aber lithologisch zusammengehören. Durch reichlicheres Vorhandensein einzelner Gemengtheile entstehen die Unterarten des sandigen, des mergeligen und des bituminösen Schieferthones.

§ 11. Schieferletten nennt man solche Schieferthone, welche hell, namentlich roth gefärbt sind, sich beim Austrocknen schiefern und in meist schartkantige, kleine Bruchstücke zerfallen, welche durch Atmosphärilien leicht in plastische Thonmasse übergeführt werden. Hierher gehört der an Eisenhydroxyden sehr reiche Röthelschiefer. An etwas größeren, makroskopisch sichtbaren Glimmerblättchen (Muscovit) reiche Letten bezeichnet man als Glimmerletten.

§ 12. Thone heißen diejenigen Massen, welche sehr geringe oder gar keine Festigkeit besitzen, ausschließlich aus feinsten Theilchen zusammengesetzt sind und wegen der darin vorherrschenden Thonerdehydrosilicate bei der Durchfeuchtung recht plastische Massen darstellen. Nach geologischen Beziehungen hat man eine Menge lithologisch nicht unterscheidbarer Varietäten benannt; die Benennungen nach technischer Verwendbarkeit stehen meist nur in sehr lockerem Zusammenhange mit der speciellen lithologischen Beschaffenheit. Nach Beimengungen kann man unterscheiden: Salzthon, Gypsthon, Alaunthon, resp. Vitriolthon, eisenschüssige, bituminöse Thone; schließlich mergelige Thone, welche den Uebergang in Kalksteine, zunächst in Mergel, vermitteln.

§ 13. Von accessorischen Gemengtheilen in Thonen mag es gestattet sein besonders den Schwefel hervorzuheben, der in Einzelkrystallen oder auch in kleinen Knollen und Schmitzen in einigen Gegenden, so in Sicilien und Ungarn, in Thonen auftritt. Zu Swoszowice in Galicien bildet Schwefel auch ganz reine Zwischenschichten zwischen mergeligen Thonen der Neogen-Formation. Hier und an einigen anderen Punkten der Erde bildet also reiner Schwefel ein Gestein, wahrscheinlich entstanden durch Absatz aus schwefelwasserstoffhaltigen Quellen.

§ 14. Lehm heißt ein mit Quarzsand und anderen kleinen Bruchstücken verunreinigter Thon, der meist durch Eisenhydroxyde gelblich braun gefärbt ist. Er stellt eine Masse dar, welche noch weitere Sonderung der Theilchen, zumal nach ihrer Größe, gestattet und weniger in Schichten als in localen Anhäufungen vorkommt, welche, der Gegenwart oder der jüngsten geologischen Vergangenheit angehörend, sich in Thälern oder an Berggehängen vorfinden. Der Blocklehm enthält kleine und große Stücke bis zu sehr großen Blöcken fremder, fester Gesteine und wird durch Absatz durch Gletscher oder schwimmendes Eis gebildet. Er ist bisweilen ziemlich kalkreich, wie der diluviale Blocklehm in Norddeutschland, und wird alsdann wohl auch als Mergel aufgeführt. Concretionäre Bildungen in diesem diluvialen Lehme sind die kalkreichen, oft sonderbar gestalteten Marlekor (sing. Marleka) oder Mallrikor vielorts in Schweden; ferner die Imatrasteine von den Imatrafällen des Vuoksen zwischen den Seen Saima und Ladoga in Finnland. Letztere Concretionen sind noch dadurch ausgezeichnet, daß auf ihrer Oberfläche einander und der Schichtung des Lehms, in dem sie liegen, parallele Erhöhungen und Vertiefungen verlaufen.

§ 15. Als ein meist grünlicher, sich fettig anfühlender Thon mit einem Gehalt an kieselsaurer Magnesia ist die Walkerde aufzufassen. Sie findet sich als geologisch selbständige Masse namentlich im Lower Oolite in England, als Zersetzungsprodukt basischer, krystallinischer Gesteine an ursprünglicher Lagerstätte zu Roßwein in Sachsen, bei Riegersdorf in Schlesien u. s. w. Die Walkerde wird angefeuchtet nicht plastisch und nimmt in trockenem Zustande sehr leicht Fette in sich auf.

§ 16. Der reine Kaolin erscheint viel häufiger auf ursprünglicher Lagerstätte, denn als sog. Schwemmkaolin auf secundärer, wo sich meist schon Verunreinigungen einzustellen pflegen.

§ 17. Zu den Thongesteinen gehören auch die noch im Bildungsakte befindlichen Absätze in Strömen oder auf dem Boden des Meeres, welche als Stromschlick und Meeresschlick, resp. als thoniger Tiefseeschlamm bezeichnet werden. Authigene Gemengtheile dürften in den Absätzen in Flußbetten oder in den Deltas

wohl kaum vorkommen, dagegen sind sie im Tiefseeschlamm nachgewiesen worden. Letzterer zeichnet sich ferner aus durch die Beimengung noch erkennbarer Partikeln vulkanischen Ursprungs und durch den Gehalt an winzigen, organischen Resten, wie von Radiolarien, Diatomeen, Spongien, dagegen fehlen Foramiferenschalen und sonstige Kalkfragmente. Interessant sind auch knollige Concretionen von Braunstein.

5. Genetisches. § 18. Die Thongesteine sind Ansammlungen von allerfeinstem Gesteinsstaub, der durch bewegtes Wasser von gröberem Material gesondert wurde und in ruhendem Wasser zum Absatz gelangte. In diesen noch weichen Absätzen scheinen vielleicht unter Beihilfe des salzigen Meerwassers sich authigene Gemengtheile entwickeln zu können, ohne daß es eines weiteren, von außen kommenden Agens bedarf; das wäre also ein Beispiel des allgemeinen Metamorphismus. Wahrscheinlich sind es außer dem Drucke überlagernder Massen noch gewisse, uns unbekannte Eigenthümlichkeiten in der mineralischen Zusammensetzung, welche den Unterschied der festeren Thonschiefer von den weniger festen Schieferthonen bedingt haben.

§ 19. Einer Metamorphose anderer Art unterliegen die Thongesteine namentlich im Contact mit jüngeren, anogenen Gesteinen; sie sind bisweilen durch dieselben gebrannt, gefrittet, verglast, in dünne Stengel abgesondert, selbst geschmolzen worden. Fälschlich wurden solche Massen auch mit dem Namen Jaspis belegt. Der pyrogene Metamorphismus zeigt sich bei Thongesteinen gerade am energischsten.

XVII. Familie der Quarzite.

1. Chemische und mineralische Zusammensetzung. § 1. Die Quarzite bestehen vorherrschend aus reinem Quarz, doch findet man fast immer noch einige andere Mineralien beigemischt; die Bauschanalyse ergiebt also immer einen sehr hohen Betrag an Kieselsäure und einige Procente an Basen, je nach der Art der beigemengten Mineralien. Es läßt sich aber nicht etwa ein Minimalgehalt an Kieselsäure feststellen; denn die anderen Gemengtheile können zwar reichlicher, aber so fein vertheilt zwischen Quarzen vorkommen, daß das ganze Gestein doch durchaus den Habitus eines Quarzites hat.

§ 2. Neben Quarz erscheint heller Glimmer am häufigsten; dunkeler Magnesiaglimmer kommt nur äußerst selten vor; Chromglimmer ist im Quarzitschiefer des Spessart nachgewiesen worden. Einzelne Säulchen oder Körnchen von Turmalin und Rutil sind oft vorhanden; Graphit oder eine ihm sehr nahe stehende kohlige Substanz und dunkele Eisenerze erscheinen nicht selten als färbende Gemengtheile. Von Mineralien, welche seltener in Quarziten auftreten, ohne besondere Varietäten zu bedingen, sind noch zu erwähnen: Zirkon, Feldspäthe, Fibrolith, Lazulith, Calcit und thonige Substanzen.

2. Structur. § 3. Quarzite können eine recht massige Structur aufweisen, doch ist Parallelstructur häufiger; die letztere kann entweder durch glimmerartige Mineralien oder durch die Lagerung und Form der Quarzkörnchen selbst zum deutlichen Ausdruck gelangen. Viele

Quarzite sind deutlich und zum Theil dünn schiefrig und werden deshalb Quarzitschiefer genannt. Diese vermögen auch transversale Schieferung anzunehmen, wodurch sie bisweilen in zweischneidige, messerklingenförmige Griffel zerfallen. Poröse Structur ist ziemlich selten.

§ 4. Quarzitschiefer können ganz ebenflächig sein; sie können aber auch eine starke Faltung aufweisen, so daß auf dem Querbruche die einzelnen Blätter die sonderbarsten Biegungen und Krümmungen bis Knickungen aufweisen. Tritt dazu noch Streckung, so kommt es bisweilen zu einer holzähnlichen Structur, bei welcher sich die Quarzite stabförmig spalten lassen. Auch ohne Betheiligung von Glimmerblättchen kann innerhalb der Quarzitmasse eine linsenförmige Structur vorhanden sein, welche erst bei der Verwitterung deutlich hervortritt, indem dann länglich ellipsoidische Körper sich von einer sich leichter zertheilenden Quarzitmasse absondern. Dies ist nach *Schumacher* die Structur des sog. Dattelquarzites von Krummendorf bei Strehlen in Schlesien.

§ 5. Ein Theil der Quarzite sind holokrystalline Gesteine; die Quarzkörnchen weisen unter dem Mikroskope alle unregelmäßige Form auf, indem sie noch mit Vorsprüngen und Buchten in einander greifen. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht spärlich vorhanden und treten oft in Reihen, resp. Platten auf, welche mehre Körner hinter einander durchsetzen. Sind alle Quarzkörnchen auffällig gleich groß und haben sie dabei möglichst geschlossene Contouren, so weisen die Gesteine eine zuckerkörnige Structur auf. Oft wechseln größere und kleinere Quarzkörnchen mit einander ab; mikroporphyrische Structur wurde von *Woldřich* bei einem Quarzit von Mladikau im Böhmerwalde beobachtet; zwischen kleinen deutlichen Krystallen der Combination von Prisma und Pyramide und unregelmäßigen Körnern, die im Centrum reich an Flüssigkeitseinschlüssen und Poren sind, liegt eine sehr feinkörnige Quarzmasse.

§ 6. Es giebt auch eine große Anzahl von Quarziten, welche neben authigenen Quarzen, ja selbst vor diesen bei weitem vorherrschend allothigene Quarze führen. Solche Gesteine stehen in sehr naher Beziehung zum Quarzsandstein, müssen aber doch nach ihrem allgemeinen, durchaus nicht sandsteinähnlichen Habitus zu den Quarziten gerechnet werden, wie dies von Seiten der Geologen regelmäßig geschehen ist. Die Unterscheidung der halbklastischen Quarzite von den holokrystallinen beruht vornehmlich auf der bruchstückähnlichen Form der allothigenen Quarze, die durch ein authigenes Cement mit einander verbunden werden. Im zerstreuten Lichte ist die Structur unter dem Mikroskope oft deutlicher wahrzunehmen als zwischen gekreuzten Nicols, weil gar nicht selten die Molekeln des authigenen Quarzes sich an die Körner allothigenen Quarzes in paralleler Stellung angelagert haben, dadurch die Quarzbruchstücke gleichsam zu authigenen Quarzkörnern ausheilend. Die Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse, Anhäufung eines Pigmentes oder geringer Mengen einer thonigen Substanz um die ursprünglichen Bruchstücke machen diese Ausheilungen ziemlich leicht erkennbar. Die halbklastischen Quarzite enthalten nicht selten ein wenig thonige Substanz,

also winzige, ihrer Natur nach nicht bestimmbare Partikelchen. Auch scheinen aus Graniten, Gneißen u. s. w. stammende Zirkonkryställchen für halbklastische Quarzite recht charakteristisch zu sein.

3. Lagerung. § 7. Quarzite lagern in Schichten; in den oberen Abtheilungen der archäischen Formation sind sie bald häufig, bald spärlich vorhanden; sie gehen in sehr viele quarzhaltige Gesteine über und führen dann oft einzelne charakteristische Gemengtheile derselben. Dünne Schichten von Quarzit bilden oft gleichsam nur accessorische Bestandmassen in anderen archäischen Gesteinen; sie sind vielleicht mit den Quarzknauern und Quarzlinsen innig verwandt. Alle archäischen Quarzite sind holokrystallin.

In paläozoischen Formationen sind Quarzite noch recht häufig; es finden sich hier neben holokrystallinen Gesteinen auch immer reichlicher die halbklastischen; in jüngeren Formationen werden die Quarzite immer spärlicher; an ihrer Statt treten die Gesteine der nächsten Familie auf.

§ 8. Quarzite widerstehen der Zerstörung durch Atmosphärilien, sobald sie ein festes, inniges Gefüge der Quarzkörnchen besitzen, ungemein kräftig und bilden daher oft Felsrücken und Klippen und überschütten Bergabhänge mit einer großen Menge von Bruchstücken.

§ 9. Quarz tritt aber außer in den Quarziten auch in diesen oft ähnlichen Massen in Gängen auf. Solche Gangquarzite gehören als untergeordnete Gebirgsglieder nicht zu den Gesteinen, aber es treten einerseits Gangquarzite oft in Lagern von Quarziten auf als Auslaugungsprodukte aus letzteren, andrerseits sind sie von den letzteren bisweilen kaum unterscheidbar. Wo irgend thunlich, wird man besser Quarzgänge und Quarzitlager aus einander halten. So gehört auch der Quarzbrockenfels im sächsischen Erzgebirge durchaus nicht zu den Gesteinen; es sind gangartige Bildungen, in denen Bruchstücke des Nebengesteins durch Quarz und Eisenoxyde verkittet sind.

4. Arten der Quarzite. § 10. Als Quarzit schlechtweg bezeichnet man alle mehr massigen oder dickbankigen Vorkommnisse, in denen andere Mineralien nur in unbedeutender Menge auftreten. Einige Körnchen von Orthoklas und Plagioklas sind unter dem Mikroskope ganz gewöhnlich nachweisbar. Quarzitschiefer dagegen nennt man die gut schiefrigen Arten. Holokrystalline Structur ist besonders hervorzuheben, wo sie nicht die ausnahmslose Regel ist, wie bei den archäischen Quarziten. Quarzite pflegen nie ein sehr grobes Korn zu besitzen, und auch nur selten erscheinen sie als dichte Gesteine.

§ 11. In der archäischen Formation sind weit verbreitet ziemlich feinkörnige Quarzite, welche durch kohlige Substanz ganz schwarz gefärbt sind. Diese Substanz steht chemisch dem Graphit sehr nahe, ist aber wohl amorph; doch kommt auch öfter Graphit in solchen Quarziten vor. Die kohlige Substanz kann gleichmäßig oder lagenweise vertheilt sein; ist sie sehr reichlich vorhanden, so färben solche Quarzite auch ab. In anderen solchen Quarziten ist die kohlige Substanz so vertheilt, daß das Gestein eine undeutlich flaserige Structur erhält, indem hellere Partien von dunkeleren durchflochten erscheinen. Diese Gesteine finden sich in der Litteratur zum Theil als Graphit-, zum Theil als Kieselschiefer angeführt, welche beiden Namen gleich unpassend und durch die Bezeichnung „kohlige Quarzite“ zu ersetzen sind; Graphitquarzit würden die Gesteine in dem wohl seltenen Falle zu nennen sein, daß wirklich metallglänzende, krystalline Blättchen von Graphit auftreten.

§ 12. An Eisenerzen sehr reiche Quarzite sind in einigen Gebieten ziemlich häufig, und zwar scheint Magnetit noch häufiger aufzutreten als Eisenglanz. In den Magnetitquarziten findet sich der Magnetit fast stets in Krystallform, meist auch

Aggregate bildend, die nicht selten im Gesteine eine linearparallele Structur andeuten. Neben Magnetit erscheint immer etwas Eisenglanz, welcher bisweilen auch allein auftritt, die Eisenglanzquarzite oder Eisenquarzitschiefer bildend. Leopardit ist ein weißer, sehr feinkörniger Quarzit mit fast schwarzen Fleckchen, die durch eine sehr geringe Menge von Manganoxyden zwischen den Quarzkörnchen verursacht werden; er findet sich im südlichen Nordamerika.

§ 13. An Fibrolith ziemlich reiche Quarzite sind bisher nur sehr selten gefunden worden; etwas häufiger tritt der Cyanit auf, und zwar so reichlich, daß er die Gesteine blau färbt. Solcher Cyanitquarzit findet sich zu Ellenfeld in der Oberpfalz, zu Horrsjöberg im Kirchspiel Ny in Wermland in Schweden u. s. w. Durch Zurücktreten des Quarzes entsteht ein Cyanitit oder Cyanitfels, welcher neben Cyanit regelmäßig Rutil enthält, dann Quarz, Feldspath, Glimmer und andere Mineralien in geringer Menge; sein Vorkommen ist wohl räumlich stets sehr beschränkt; so zu Horrsjöberg, im Staate Georgia in Nordamerika, in der Provinz Avila in Spanien.

§ 14. Es lassen sich noch eine Menge von Quarziten unterscheiden, die durch Beimengung gewisser Mineralien bisweilen sogar sehr vortrefflich charakterisirt sind, aber nur eine geringe räumliche Verbreitung besitzen. So findet man in der Litteratur folgende Arten benannt oder beschrieben: Hornblendequarzit, Augitquarzit, Chloritquarzit, Talkquarzit, Vesuvianquarzit, Granatquarzit, Feldspathquarzit, schließlich Anhydritquarzit (bei Modane am Mont Cenis-Tunnel).

§ 15. Noch drei andere Mineralien combiniren sich mit Quarz zu Quarziten, resp. quarzitähnlichen Gesteinen. Turmalinquarzit findet sich in sehr kleinen Massen im Glimmerschiefer, auch wohl im Phyllit; andere Vorkommnisse derselben Zusammensetzung und Structur sollen Produkte der Contactmetamorphose durch Granit sein. Topasfels, dessen Hauptgemengtheile Quarz und Topas sind, gehört zu Auerbach im sächsichen Voigtlande zu den Gangquarziten. Ein ganz anders beschaffenes, aber auch wesentlich aus Quarz und Topas bestehendes Gestein beschrieb *A. v. Groddeck* vom Mount Bischoff in Tasmanien; die geologischen Verhältnisse dieses Vorkommnisses sind leider noch nicht genügend bekannt. Sehr häufig findet man Gesteine, welche aus Epidot und Quarz bestehen und allgemein als Epidosit bezeichnet werden; in vielen Fällen sind dieselben aber nichts anderes als die letzten Zersetzungs- und Umwandlungsprodukte von basischen anogenen und katogenen Gesteinen. Wahrscheinlich giebt es aber auch noch ursprüngliche Epidotgesteine, welche in die Familie der Quarzite gehören und als Epidot-Quarzite zu bezeichnen wären. (Vergl. auch S. 217).

5. Genetisches. § 16. Die archäischen Quarzite mögen zum Theil einen ganz ähnlichen Ursprung aus Anhäufungen von Quarzen haben wie die postarchäischen, meist halbklastischen Quarzite; doch sind im Allgemeinen die holokrystallinen archäischen Quarzite ganz ebenso in Bezug auf genetische Verhältnisse zu beurtheilen wie die anderen Gesteine archäischen Alters. In den halbklastischen Quarziten liegen durch den allgemeinen Metamorphismus erzeugte Gesteine vor; der authigene Quarz darin kann sich wohl im Laufe der Zeit durch Zuführung oder durch molekulare Umlagerung gebildet haben, wie Quarz sich ja so oft secundär aus wässerigen Lösungen abscheidet. Es giebt aber auch Quarzite, welche durch hydatogenen Metamorphismus aus anderen Gesteinen, namentlich aus Kalkstein, entstanden sind. Uebergänge in letzteren, unregelmäßige Lagerungsform, das besondere Vorkommen von Petrefacten, welche auf ursprüngliche Kalkablagerungen hinweisen, werden solche metamorphen Quarzite ihrer wahren Natur nach erkennen lassen. Hierzu gehört der poröse Buhrstone tertiären oder carbonischen Alters in Nordamerika.

XVIII. Familie der Kieselgesteine.

1. Chemische und mineralische Zusammensetzung. § 1. Die Kieselgesteine unterscheiden sich von den Gesteinen der Familie der Quarzite außer durch ihre meist dichte Structur durch den größeren oder geringeren Antheil, welchen amorphe, in Kalilauge lösliche Kieselsäure an ihrer Zusammensetzung nimmt. Auch die Kieselgesteine bestehen wesentlich aus Kieselsäure mit nur sehr geringen Mengen anderer chemischer Elemente; es treten namentlich noch Eisen und kohlige Substanz in den Kieselgesteinen auf.

§ 2. Die Kieselsäure ist zunächst als Quarz oder als Chalcedon oder als amorphe opalartige Masse vorhanden; wahrscheinlich findet durch Verlust von Wasser ein allmäliger Uebergang von amorpher, löslicher Kieselsäure in die Modification des Quarzes statt; die mikroskopische Unterscheidung ist fast unmöglich, da die optische Reaction sich schon eher einstellt als das Freisein von chemisch gebundenem Wasser. Ueberdies erlaubt die winzige Größe der einzelnen, oft nur erst zwischen gekreuzten Nicols hervortretenden Kieselkörnchen keine weiteren Unterscheidungen.

§ 3. Ferner ist aber Kieselsäure in den hierher gehörigen Gesteinen in organogener Form vorhanden; an dem Grade der Löslichkeit der Gesteine in Kalilauge könnte man unter Beachtung aller sonstigen, unter dem Mikroskope hervortretenden Eigenthümlichkeiten beurtheilen, inwieweit die organogene Kieselsäure auch bei Erhaltung der Form bereits mineralisirt worden ist. Die mineralischen Ueberreste von Kieselspongien, Radiolarien, Diatomeen, ja auch die Täfelchen der Holothurien finden sich in den Kieselgesteinen.

2. Structur und Lagerung. § 4. Kieselgesteine sind dichte, feste und harte Gesteine mit splitterigem Bruche und von weißer, bunter bis schwarzer Farbe; nur einige wenige lockere Massen gehören hierher. Schiefrige Structur und Lagenstructur finden sich in ausgezeichneter Weise, aber auch richtungslos struirte Massen treten auf. Eine Schichtung ist in vielen Fällen zu beobachten, wo die Ablagerungen überhaupt eine größere Mächtigkeit erlangen; denn die Kieselgesteine erscheinen nicht selten auch in einzelnen dünnen Zwischenschichten und Knollen, als welche sie allerdings nichts als concretionäre Massen in anderen Gesteinen sind. Dem Alter nach gehören die Kieselgesteine allen Zeiten vom Silur bis auf die Gegenwart an; es ist aber nicht in Abrede zu stellen, daß ganz im Allgemeinen mit höherem Alter eine immer größere Annäherung an Quarzite stattfindet.

3. Arten der Kieselgesteine. § 5. Kieselschiefer oder Lydit (auch Phthanit) ist ein an kohliger Substanz meist reiches und daher fast stets schwarzes Kieselgestein von dichtem, homogenem Aussehen, meist mit deutlicher, planer Parallelstructur, welche bisweilen in Querschliffen eine feine Fältelung erkennen läßt. Manchmal stellt sich auch lagenförmige Structur durch Wechsel von hellen und dunkelen Blättern ein. Auf Klüften und Schichtungsflächen finden sich nicht selten wasserhaltige Thonerdephosphate, wie Wavellit und Türkis. Sehr oft sind die Kieselschiefer von einer Unzahl mikroskopisch feiner bis wenige Millimeter mächtiger Adern und Trümmer von weißem Quarz durchzogen, welche als Primärtrümmer

aufgefaßt werden müssen, d. h. als solche, welche sich gebildet haben, als die Masse der Kieselschiefer selbst ihren jetzigen Habitus annahm. Unter dem Mikroskope findet man die kohlige Substanz in opaken bis braun durchscheinenden Partikeln, während die kieselige Grundmasse kräftig auf polarisirtes Licht einwirkt; in Kieselschiefern pflegt nur sehr wenig lösliche Kieselsäure vorhanden zu sein. Organische Reste sind mehrfach nachgewiesen worden; so Radiolarien durch *Rothpletz* sogar in dem untersilurischen Kieselschiefer von Langenstriegis in Sachsen; auch Diatomeen glaubt man erkannt zu haben. Kieselschiefer finden sich in Deutschland namentlich im Silur und im Culm.

§ 6. Jaspis nennt man meist lebhaft gelb, roth bis braun gefärbte Kieselschiefer. Sie finden sich in Schichten sehr häufig im Eocän Oberitaliens; Radiolarien sind in ihnen in Menge nachgewiesen worden. Jaspis tritt auch in isolirten Knollen und Kugeln auf.

§ 7. Hornsteine heißen sehr zähe und harte splitterige Kieselgesteine von meist dunkelen und matten Farben, die nur seltener in wirklichen Schichten, meist in Knollen und Linsen in anderen Gesteinen, hauptsächlich in Kalksteinen und Mergeln, auftreten und dann nicht selten bis zu einem bedeutenden Grade calcithaltig sind. Organische Reste, namentlich Spongiennadeln, dann Radiolarien sind mehrfach nachgewiesen worden. Die Kieselsubstanz der Hornsteine dürfte vorherrschend Quarz sein.

§ 8. Im Tertiär und in jüngeren Ablagerungen finden sich Schichten von Kieselguhr, Anhäufungen der kieseligen Bildungen von Diatomeen, die besonders in Nordamerika gewaltige Mächtigkeit erlangen. Eine sehr dünnschiefrige, wenig feste Masse derselben Art ist der sog. Polirschiefer von Bilin in Böhmen. Die Diatomeenarten sind oft nach Vorkommnissen verschieden. In marinen Bildungen gesellen sich zu den Diatomeen auch Radiolarienskelette; mit *W. v. Gümbel* kann man auf solche Massen den Namen Tripel beschränken; eine reine Anhäufung von Radiolarien ohne Diatomeen ist bisher nur von der Insel Barbados bekannt. Mit Recht sieht *W. v. Gümbel* in den Lyditen nur eine Art Polirschiefer der ältesten Zeit.

§ 9. Feuerstein (Flint), Opal, Menilit bilden fast nur Concretionen in anderen Gesteinen; wo Schichten dieser Substanzen vorkommen, kann man dieselben als in einander verflossene Concretionen betrachten. Höchst wahrscheinlich ist die organische Herstammung auch für diese Kieselgesteine, wenngleich die Anhäufung der mehr oder minder reinen Kieselsäure auf dem Wege der Concretionsbildung vor sich gegangen ist. Sie finden sich nur in der Kreide und in noch jüngeren Schichten.

§ 10. Limmoquarzit ist eine Bildung in süßem Wasser, an deren Zusammensetzung sich wahrscheinlich sehr verschiedene Arten von krystallinischer und amorpher Kieselsäure betheiligen; oft ist er stark porös; er findet sich namentlich in der Tertiärformation des Pariser Beckens. Kieselsinter und Kieseltuff heißen Absätze heißer Quellen und Geysire in Island, Nordamerika, Neuseeland u. s. w. Es sind lockere bis feste, poröse bis compacte Gesteine oft von lebhaften Farben durch beigemischte Oxyde und Salze.

XIX. Familie der Sandsteine.

1. Chemische und mineralische Zusammensetzung. § 1. Sandsteine bestehen wesentlich aus Kieselsäure als Quarz und aus Silicaten; dazu treten Carbonate, Eisenoxyde u. s. w. Die chemischen Bestandtheile sind aber nur eine Folge der besonderen mineralischen Zusammensetzung; bei den Sandsteinen ist nicht, wie bei den holokrystallinen, katogenen Gesteinen, die chemische Zusammensetzung das Primäre, das Gegebene, nach welchem sich die mineralische Zusammensetzung richten muß. Es wird deshalb darauf verzichtet, Bauschanalysen von Sandsteinen mitzutheilen, die nur bei der Betrachtung von Sandsteinen in ihren rein geologischen Beziehungen von Bedeutung sein können.

§ 2. Den Hauptbestandtheil aller Sandsteine bilden allothigene Körner von verschiedenen Mineralien, welche meist durch ein Cement mit einander verkittet sind. Quarz herrscht unter den allothigenen Körnchen in den weitaus meisten Fällen vor; er erscheint verhältnißmäßig selten in gut gerundeten, abgerollten Körnchen; meist sind es kleine Bruchstücke von Quarzen oder Quarzaggregaten, welche scharfe Ecken und Kanten aufweisen. Namentlich gilt dies von allen Körnchen, deren Durchmesser unter 0.1 mm beträgt, da dieselben vom bewegten Wasser fortgeführt werden, ohne sich an anderen zu reiben. Das verhältnißmäßig seltene Auftreten von Platten von Flüssigkeitseinschlüssen in allothigenen Quarzkörnern läßt sich nach *Lang* dadurch erklären, daß größere Quarzkörner sich am leichtesten nach diesen Platten werden zertrümmern lassen. Auch augenscheinlich gerollte Quarzkörner zeigen unter dem Mikroskope, namentlich wenn sie isolirt im Wasser liegen, eine rauhe, mit winzigen Vertiefungen versehene Oberfläche. Die allothigenen Quarze beherbergen mancherlei Einschlüsse, wie in den bisher beschriebenen Gesteinen, aus denen sie herstammen. Gleichwohl hat es sich als unmöglich erwiesen, aus der Art der Einschlüsse die Herstammung des Materials der Sandsteine für einen besonderen Fall abzuleiten.

§ 3. Fast in allen Sandsteinen finden sich mehr oder minder häufig Körner von Feldspäthen, sowohl von Orthoklas wie von Plagioklas. Letzterer ist zwischen gekreuzten Nicols durch seine polysynthetische Verzwillingung auffallender als Orthoklas, und es ist wohl darauf die Angabe zurückzuführen, daß er häufiger sei als dieser. In selteneren Fällen herrschen Feldspäthe vor den Quarzkörnchen vor. Die Feldspathkörner sind meist besser abgerollt als die Quarze, doch sind sie auch sehr oft wenigstens zum Theil durch Spaltungsflächen begrenzt.

§ 4. Von Glimmern als allothigenen Gemengtheilen herrscht unbedingt der Muscovit, der durch Atmosphärilien sehr schwer zerstörbar ist. Frischer Biotit findet sich nur ausnahmsweise, gebleichter und halb zersetzter dagegen ist nicht gerade selten, aber doch immer nur spärlich vorhanden. Die Glimmer weisen sehr oft mechanische Einwirkung auf; sie sind aufgeblättert, gebogen, geknickt, zeigen Schrammen und sind nicht selten offenbar in Räume zwischen Quarze hineingepreßt. Treffend hat man das Aussehen mancher Glimmerquerschnitte in Dünnschliffen mit dem von aufgedrehten Stricken verglichen.

§ 5. In Sandsteinen finden sich fast immer in geringer Menge Mineralien, welche in ihrem Muttergesteine der Zersetzung guten Widerstand zu leisten pflegen; sie zeigen bald Spuren einer Abschleifung, bald Bruchstückform, bald sind sie so scharf begrenzt wie authigene Gemengtheile von Gesteinen. Zirkon, Rutil, Apatit, Turmalin, Titanit, Granat, manche Eisenerze finden sich in dieser Weise; dagegen sind Pyroxene und Amphibole auffällig selten, weil sie im Allgemeinen der Zersetzung leicht unterliegen.

§ 6. Fragmente von Gesteinen sind in Sandsteinen nicht selten; sie haben im Allgemeinen dieselbe Form wie die Quarze; weichere Gesteine erscheinen gern in Form von kleinen, platten Splittern oder Linsen.

Hier ist es nun wieder beachtenswerth, daß Bruchstücke leicht erkennbarer anogener Gesteine sehr selten sind; viel häufiger treten Bruchstücke katogener Gesteine, und zwar gerade der zuletzt besprochenen und noch zu besprechenden Familien auf.

§ 7. Allothigene Körnchen solcher Art werden nun ausser bei den lockeren Sanden durch ein Cement zu mehr oder minder festem Gesteine verkittet. Als Cement treten zunächst eben auch allothigene Körnchen auf, aber eben solche von winzigsten Dimensionen, welche, ihrer Art nach unbestimmbar, einen klastischen Staub, einen Schluff darstellen. Viel häufiger aber als solch rein allothigener Schluff erscheinen authigene Partikeln als Cement, meist rein, seltener mit allothigenen Partikeln untermischt. Kieselsäure in verschiedenen Modificationen, am häufigsten aber als Quarz, ferner Carbonate, wie Kalkspath, Eisenspath, Dolomit oder isomorphe Gemische derselben, dann Glaukonit, Kaolin, Eisenoxyde und Eisenhydroxyde, Gyps, Phosphorit und mehre andere Mineralien erscheinen als Bildner eines authigenen Cementes, bald einzeln in großen Massen von Sandstein herrschend, bald in vielfältigem Wechsel auf engem Raume.

2. Structur. § 8. Die Sandsteine haben bald gröberes, bald feineres Korn; im Allgemeinen sind alle Körnchen eines Sandsteines annähernd gleich groß; Vorkommnisse, in denen die allothigenen Gemengtheile Erbsengröße erreichen, sind jedoch sehr selten. Dicht sind hierher gehörige Gesteine nur selten; denn aus äußerst fein vertheiltem Material entstehen meist Gesteine, die zu anderen Familien gehören. Von lockeren Sanden bis zu ungemein zähem, festem Sandsteine giebt es alle möglichen Zwischenstufen; porös sind Sandsteine gar nicht selten, indem das Cement entweder nur spärlich gebildet oder nach seiner Bildung zum Theil weggeführt wurde. Richtungslose Structur im Großen ist nicht selten, obwohl dann doch unter dem Mikroskope eine parallele Lagerung aller platten Gemengtheile zu erkennen ist. Es giebt aber auch schiefrige Abarten, deren Structur dann durch die Art und den Antheil des Cementes bedingt wird. Manche Sandsteine zeigen eine fleckenweise Vertheilung eines Pigmentes; so die sog. Tigersandsteine aus der deutschen Trias mit dunkelen Flecken, die von Manganoxyden herrühren.

§ 9. Nicht selten sieht man auf beliebig orientirten Bruchflächen von Quarzsandsteinen eine Menge kleiner Krystallflächen spiegeln. In solchen Krystallsandsteinen haben sich Molekeln des als Cement auftretenden Quarzes in paralleler Stellung an die allothigenen Quarzkörner angelegt, dieselben zu Krystallen möglichst ausheilend oder ergänzend. Nach *Klemm* setzt sich in ähnlicher Weise Feldspath an Feldspathkörner und Kalkspath an Kalkspathkörner an. Uebrigens sind solche Gesteine um so mürber und poröser, je mehr Flächen zu sehen sind; in der unteren Stufe des deutschen Buntsandsteines sind Krystallsandsteine ziemlich häufig. Ist das Gestein weniger porös, dann stoßen eben die neu gebildeten, ergänzenden Quarzmassen mit unregelmäßigen Flächen an einander, nehmen noch andere authigene Quarzkörnchen zwischen sich und bilden ein reines Quarzcement. Ein solches Cement kann aber auch des er-

gänzenden Quarzes ganz entbehren und nur aus wirr gelagerten, authigenen Quarzkörnchen bestehen. Flüssigkeitseinschlüsse finden sich in letzterer Art des Cementes, aber wahrscheinlich nie im ergänzenden Quarz.

§ 10. Der authigene Quarz ist sehr oft in reichlicher Menge mit winzigen Blättchen eines lichten Minerals durchwachsen, welches mit großer Wahrscheinlichkeit den Kaliglimmern angehört; auch Biotitblättchen kommen in dieser Weise vor. Solche Quarzglimmeraggregate sind unter dem Mikroskope noch ungemein feinkörnig; sie treten in winzigen, eingeklemmten Streifchen, nicht selten aber auch in großen Partien im Schliff hervor. Wahrscheinlich erscheinen auch winzige, authigene Glimmerblättchen allein ohne Quarz als Cement, in welchem Falle sie bald wirr, bald bündelförmig gelagert sind, bald senkrecht auf den Contouren der allothigenen Körner stehen.

§ 11. Kalkspath als Cement bildet meist einheitlich orientirte Partien von ziemlichem Umfange zwischen vielen allothigenen Körnern; Spaltbarkeit und polysynthetische Verzwillingung sind unter dem Mikroskope meist erkennbar; nicht selten treten im Cement der Sandsteine auch einzelne kleine Rhomboeder auf. Der Eisenspath bildet dagegen nicht größere Individuen als Cement und läßt in Durchschnitten nicht selten Krystallflächen erkennen; er geht aber leicht in Eisenhydroxyde über; doch ist kaum anzunehmen, daß die letzteren stets secundären Ursprungs seien.

§ 12. Bei der mikroskopischen Untersuchung wird man in vielen Sandsteinen erkennen, daß die allothigenen Körner so gelagert sind, daß sie stellenweise möglichst wenig Platz zwischen sich übrig lassen, welchen das Cement einnehmen kann, obwohl auch andererseits das letztere sich stellenweise in etwas größeren Partien vorfindet. Da nun Glimmerblättchen bisweilen deutlich in frühere Hohlräume eingepreßt erscheinen, da man wohl auch Quarzkörner in Bröckchen weicher Gesteine, wie Thonschiefer u. s. w., eingedrückt findet, so erhebt sich die Frage, ob nicht auch die Körnchen härterer Mineralien in einander eingepreßt sein können in einer Weise, wie dies bei der Familie der Conglomerate näher zu erörtern sein wird. Das Auftreten von authigenen, hellen Glimmerblättchen, senkrecht stehend zwischen zwei oder mehren möglichst enge an einander liegenden Körnchen und manche anderen formalen Verhältnisse scheinen dafür zu sprechen, daß namentlich in den festen und zähen Sandsteinen eine solche Ineinanderpressung stattgefunden hat.

3. Accessorische Bestandmassen. § 13. Thonige Masse bildet in Sandsteinen nicht selten scharf begrenzte, rundliche bis linsenförmige Partien, die sog. Thongallen; in ähnlicher Form erscheinen auch noch einige andere Massen, von denen Dolomit- und Phosphoritknollen besonders hervorzuheben sind. Knollen und dünne Lagen von Carneol kann man wohl auch hierher rechnen. Seltener sind Krystallgruppen, die sich als Concretionen in Sandsteinen oder in lockeren Sanden gebildet haben. So findet man den sog. krystallisirten Sandstein; dies sind spitze Kalkspathrhomboeder, die eine große Menge Sandkörner (bis $^2/_3$ der Masse) umschließen, auf den Wänden oder in der Sandaus-

füllung der Höhlungen im Sandstein von Fontainebleau bei Paris, bei Sievring bei Wien u. s. w.; an eingeschlossenen Quarzkörnern reiche Gypse kommen in großer Verbreitung im Sande der Sahara vor. Auch größere Gerölle finden sich im Sandstein, bald nur vereinzelt, bald in größerer Zahl, die Varietät des conglomeratischen Sandsteines bildend.

4. Lagerung. § 14. Lockere Sande treten in Schichten und unregelmäßigen Anhäufungen auf; feste Sandsteine sind immer deutlich geschichtet. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten oder Bänke ist bald sehr gering, bald beträgt sie mehre Meter; die discordante Parallelstructur und mehre andere Verhältnisse wurden schon S. 22 besprochen. Mächtigere Sandsteinbänke zeigen sehr oft parallelipipedische Absonderung, die bei den Quadersandsteinen sehr regelmäßig ist. Auch transversale Schieferung können einige hierher gehörige Gesteine in geringerem Grade annehmen. Dem Alter nach gehören die Arten der Familie der Sandsteine allen Zeiten an, von der Gegenwart bis hinauf ins Cambrium, ja bis in die archäische Zeit.

5. Arten der Sandsteine. § 15. Unter Sandstein versteht man gemeinhin den Quarzsandstein, in dem also die allothigenen Quarzkörner ausschließlich oder doch bei weitem vorherrschend vorhanden sind. Tritt das Cement quantitativ zurück, so ist es bei der Benennung nicht weiter zu berücksichtigen. Eine besondere Abart ist der Spongiensandstein, der Kieselnadeln von Spongien in Menge neben Quarzkörnern enthält. So ist der 150 Meter mächtige deutsche Hilssandstein eine zum großen Theile zoogene Bildung. Der kieselige Sandstein, reich an zum Theil leicht löslichem Kieselsäure-Cement, bildet den Uebergang zu den Quarziten.

§ 16. Durch eine größere Beimengung von allothigenen Feldspathkörnchen zeichnet sich der Feldspathsandstein aus, durch Schüppchen von weißem Glimmer der Glimmersandstein. Sandsteine, in welchen die beiden letzteren Mineralien zugleich in Menge auftreten, nennt man Arkose. Sie findet sich namentlich in der Nähe von größeren Granitmassiven, aber auch in der Nachbarschaft von Gneißgebieten, wo es bisweilen zur Bildung von sog. regenerirtem Gneiß kommt, welcher den äußeren Habitus eines Gneißes nachahmt, aber doch ein klastisches Gestein ist. Sparagmit nennt man in Norwegen Sandsteine, welche sowohl abgerundete, wie auch scharfkantige Stückchen von Quarz und Feldspäthen, aber meist keinen Glimmer enthalten, nach der Farbe des Feldspathes bald roth, bald grau erscheinen und in verschiedenen Korngrößen vorkommen.

§ 17. Ein scharfer und durchgreifender Unterschied zwischen Sandstein und Grauwacke existirt nicht, aber doch weichen beiderlei Gesteine sehr oft in ihrem ganzen Habitus so stark von einander ab, daß man die Unterscheidung beibehalten muß. Grauwacke ist ein fester Sandstein, der außer Quarzen, etwas Feldspath und Glimmer namentlich auch noch reichlich kleine Bröckchen von Gesteinen enthält, welche bald abgerollt, bald scharfkantig sind. Das Cement ist meist kieseliger Art und nur in geringer Menge vorhanden, indem die allothigenen Körner sehr fest an einander gepreßt sind. Die Grauwacken sind grob- bis sehr feinkörnig, von hellgrauer bis dunkelgrauer und ganz schwarzer Farbe, gut geschichtet, bisweilen schiefrig und vermögen grobe transversale Schieferung anzunehmen. Grauwacken finden sich zumeist in den Ablagerungen der paläozoischen Perioden. Braunwacke nennt *Liebe* secundär braun gefärbte Grauwacke.

§ 18. In Grauwacken tritt im Cement sehr gewöhnlich ein lichter Glimmer als authigener Gemengtheil auf; es findet sich aber auch bisweilen stellenweise ein dunkelbrauner, stark dichroitischer Biotit im Cement in mikroskopisch gar nicht kleinen Blättchen; so z. B. stellenweise in der untersilurischen Grauwacke von Kl. Zschocher bei Leipzig. In den oberen Horizonten der Gneißformation oder im Glimmerschiefer im sächsischen Erzgebirge findet sich mehrorts eine sehr feinkörnige Grauwacke eingelagert (früher Glimmertrapp genannt), in welcher die allothigene

Natur vieler Quarze und Glimmer deutlich erkennbar ist, in deren Cement sich aber reichlich ein heller Glimmer, Biotit, Quarz, Granat als authigene Gemengtheile vorfinden. Stellenweise herrschen diese authigenen Gemengtheile bei weitem vor den allothigenen vor, ja letztere können ganz fehlen, so daß das Gestein gleichsam ein dichter Glimmerschiefer ist. Andere Partien haben dann wieder einen ausgeprägt klastischen Charakter, indem z. B. als Cement genau dasselbe mikroskopisch äußerst feinkörnige und innige Gemenge von Quarz und Glimmer auftritt, wie in gewöhnlichen Grauwacken. Haufwerke von Granaten und locale Anhäufungen anderer Gemengtheile bedingen fleckige Varietäten dieser als archäische Grauwacken zu bezeichnenden Gesteine.

§ 19. Sandsteine oder Grauwacken, welche vornehmlich aus Feldspathbröckchen bestehen, finden sich local in der Nachbarschaft von quarzfreien, krystallinen Gesteinen. Ein eigenthümlicher, in Bezug auf die Herstammung seines Materiales schwer erklärbarer Sandstein ist in den Schweizer Alpen der eocäne Taviglianazsandstein, der reich ist an frischen und zersetzten Augiten und Feldspäthen. Ein Vorkommniß von den Ralligflühen besteht nach *Fellenberg* aus Kalk-Magnesia-Carbonat 7.33; Eisenoxydul-Silicat 23.39; Feldspath 63.82, Quarz 6.72 proc. Auf Klüften und wahrscheinlich auch im Cement finden sich Zeolithe.

§ 20. Durch reichlicher vorhandenes Cement oder Beimengung besonderer Substanzen zeichnet sich eine Reihe von Sandsteinarten aus. So unterscheidet man kalkigen, dolomitischen, thonigen, mergeligen, eisenschüssigen Sandstein, ferner Gyps-, Apatit-, Baryt-, Asphalt- und Mangansandstein. Besonders hervorzuheben sind noch folgende Arten: Kaolinsandstein enthält reichlich als Cement oder in Partikelchen sehr reinen Kaolin; im Buntsandstein des östlichen Thüringens stammt der Kaolin nach *Schmid* von Kaliglimmer her, in anderen Fällen wird der Kaolin wohl ein Zersetzungsproduct von Feldspäthen sein. Ob aber diese Zersetzung erst im Sandsteine vor sich gegangen ist oder schon vor der Zusammenführung des Materials, muß man je für den einzelnen Fall zu bestimmen suchen. Der Glaukonitsandstein enthält Körnchen von Grünerde oder Glaukonit, welche nach *Lang* jedenfalls authigener Natur sind, und für welche das Material von leicht zersetzbaren allothigenen Körnern des Sandsteinmaterials herstammt. Knotenerz ist ein an Einsprenglingen von Bleiglanzkörnern reicher, etwas thoniger Sandstein der Buntsandsteinstufe bei Commern unfern Aachen und an einigen anderen Punkten der Eifel.

§ 21. Lockerer Quarzsand bildet mächtige Ablagerungen in den gegenwärtigen und jüngst vergangenen geologischen Zeiten; die Körnchen von meist geringer Größe (0.5—2 mm) sind bald eckig, bald stark abgerundet; letzteres namentlich im Sande der Dünen und Wüsten. Stellenweise treten in lockeren Sanden auch feste Partien auf, durch Eisenoxyde, Kieselsäure u. s. w. cementirt. Grobkörnigen Sand nennt man in Norddeutschland Grand; er geht durch Aufnahme von Geröllen über in Kies. Sande, welche reich sind an Körnchen von Erzen oder Edelsteinen, nennt man plusiatisch; die ganzen Ablagerungen bezeichnet man als Seifengebirge.

Im südlichen Rußland findet sich eine sehr mächtige oberflächliche Ablagerung von Schwarzerde oder russisch Tschernosem (sprich: Tschornasjóm), welche ein an Humus reicher, äußerst feinkörniger Sand ist, der jetzt als äolische Bildung gedeutet wird. Vergl. Löß bei der nächsten Familie.

§ 22. Ueber die durch Contactmetamorphose veränderten Sandsteine, resp. Grauwacken, liegen bisher nur wenig Mittheilungen vor. Nur im Aeußeren gleichen solche Massen den echten, aus Thonschiefern entstandenen Hornfelsen; denn die allothigenen Quarzkörner vermochten der Einwirkung bedeutenden Widerstand zu leisten. Im Contact mit Basalten sind Sandsteine oft gefrittet, verglast; während die Quarzkörner keine wesentlichen Veränderungen erkennen lassen, ist namentlich thoniges Cement zu Glas geschmolzen, in welchem sich dann mancherlei Mikrolithe ausschieden, von denen einige bestimmbar sind, wie z. B. Augit. Solche verglasten Sandsteine hat man überflüssigerweise mit dem Namen «Buchit» belegt. Eingeschlossene größere Bruchstücke desselben zeigen nicht selten eine Abrundung und Neigung zu schalenförmiger Absonderung.

6. Genetisches. § 23. Wie das Material für Bildung der Sandsteine zusammen kommt, können wir direct beobachten; nähere Unter-

suchungen gehören in das Gebiet der genetischen Geologie. Das Cement stammt entweder von gleichzeitig mit den Sandkörnern abgelagerten Stoffen her, indem durch allgemeinen Metamorphismus geringere oder bedeutendere molekulare Umlagerungen stattfinden, oder es wird von außen her, namentlich von überlagernden Massen oder durch Quellen, herbeigeführt. Die chemischen Processe, welche sich in den im Bildungsacte befindlichen Sandsteinen abspielen, weiß die chemische Geologie im Allgemeinen wohl zu erklären, da es sich meist um Mineralien handelt, deren Bildung aus wässerigen Lösungen bekannt ist. Schwieriger ist das locale Auftreten des Biotites als authigener Gemengtheil zu erklären; hier liegen vielleicht bisweilen schon Erscheinungen des regionalen Metamorphismus vor, wie ja die Erklärung der mineralischen Zusammensetzung der archäischen Grauwacke (Glimmertrapp) schon auf bedeutende Schwierigkeiten stößt. Daß diese letzteren Gesteine eine Brücke bilden, die uns zu den holokrystallinen archäischen Gesteinen hinüberführt, so daß über diese neues Licht verbreitet wird, ist augenscheinlich.

XX. Familie der Carbonatgesteine.

1. Chemische und mineralische Zusammensetzung. § 1. Die chemischen Bestandtheile der Gesteine dieser Familie sind die Carbonate von Kalk, Magnesia und Eisenoxydul, einzeln oder gemischt. In den meisten Fällen treten noch andere chemische Verbindungen hinzu, welche aber in keinerlei Beziehungen zu den Carbonaten stehen; es sind also insofern die Carbonatgesteine Mischungen ganz heterogener Bestandtheile, und deshalb wiederum sind Bauschanalysen in den meisten Fällen von keinem lithologischen Interesse, so großen Werth sie auch in Bezug auf die technische und agronomische Bedeutung dieser Gesteine haben.

§ 2. Der kohlensaure Kalk erscheint nur ganz ausnahmsweise in der Form des Aragonites, sonst zunächst als Kalkspath. Seine Körner, in denen Einschlüsse anderer Gemengtheile, namentlich thoniger Massen, gern im Centrum der einzelnen Körner angehäuft sind, weisen bisweilen Krystallgestalt auf, und sind sie nicht zu winzig, so kann man unter dem Mikroskope die Spaltbarkeit beobachten. Eine polysynthetische Verzwillingung erscheint in größeren, klaren Körnern sehr oft, und es bleibt dabei die Frage offen, inwieweit diese Verzwillingung wirklich ursprünglich dem Gesteine eigenthümlich, ob sie nicht vielleicht erst unter den Hammerschlägen oder bei der Operation des Schleifens entstanden ist. In kleineren Körnern oder gar in dichten Gesteinen ist die polysynthetische Verzwillingung nicht nur nicht beobachtbar, sondern entschieden gar nicht vorhanden. Wahrscheinlich tritt in manchen Gesteinen Calciumcarbonat auch in amorpher Form auf.

§ 3. Der Magnesitspath bildet nur selten Gesteine; mit anderen Carbonspäthen gemischt dürfte er kaum vorkommen; das Magnesiacarbonat erscheint vielmehr im molekularen Gemisch mit Kalkcarbonat im Dolomitspath. Dieser zeichnet sich durch keine besonderen im Gesteine leicht erkennbaren Eigenschaften vor dem Kalkspath aus, nur

vermißt man die polysynthetische Verzwillingung meist auch in großen Körnern bei der Betrachtung unter dem Mikroskope. Die Unterscheidung von Dolomit und Kalkspath nimmt man am leichtesten und sichersten durch chemische, resp. mikrochemische Reactionen vor.

§ 4. Eisenspath zeichnet sich meist durch etwas gelbliche Färbung und durch seine Neigung in Eisenhydroxyde überzugehen aus. Isomorphe Gemische der drei Carbonate kommen vor, doch sind sie nicht gerade an Masse irgend wie bedeutsam. Alle solche Carbonspäthe sind mikroskopisch nicht aus einander zu halten. Daß magnesia- oder eisenhaltige Carbonate in amorpher Form vorkämen, ist nicht wahrscheinlich.

§ 5. Von sonstigen mineralischen Bestandtheilen sind zunächst besonders zu erwähnen Thon, wie er bei der Familie der Thongesteine geschildert wurde; bituminöse bis kohlige Substanz, Kieselsäure als Quarz oder in organogener Form und bisweilen als wasserhaltige, amorphe Masse, Eisenkies und Eisenoxyde. In gewissen Arten der Carbonatgesteine erscheint eine sehr große Menge von Mineralien als accessorische Bestandtheile.

2. Accessorische Bestandmassen. § 6. Schmale Gänge und Trümmer von Kalkspath sind in Carbonatgesteinen weit verbreitet. Obwohl die Löslichkeit der Carbonspäthe in kohlensäurehaltigem Wasser gegeben ist, stößt doch die Erklärung der Abscheidung dieser Massen bisweilen auf Schwierigkeiten; man wird in manchen Fällen nicht fehl gehen, wenn man sie als Primärtrümmer, bei der Entstehung der Gesteine zugleich mit entstanden, ansieht. Es giebt aber auch große Massen von Carbonatgesteinen, in welchen durchaus keine Kalkspathadern auftreten.

§ 7. Als sonstige accessorische Bestandmassen sind besonders die Knollen, Linsen und Platten von Flint und Hornstein hervorzuheben, die in den meisten Fällen nicht der localisirten Anhäufung kieseliger Substanz ihre Entstehung verdanken, sondern der Concentration solcher Masse aus gleichmäßiger Vertheilung. Es geht dies z. B. aus dem Vorkommen von Radiolarien in den Kieselknollen hervor, welche ja nicht kolonien- oder gruppenweise leben. Manche Kieselknollen werden allerdings auch direct Spongienskeletten ihre Entstehung verdanken.

3. Structur. § 8. Die Structur der Carbonatgesteine ist im Allgemeinen eine sehr vielfältige. Obwohl sich in den meisten Fällen Parallelstructur zeigt, so kann doch innerhalb der einzelnen Schichten eine richtungslos körnige Structur vorhanden sein. Die körnigen Varietäten weisen grobes bis feines Korn auf; dichte Gesteine sind gleichfalls häufig. Beachtenswerth ist, daß in der Masse größere und kleinere Körner durch einander vorkommen, zum Theil auch in gesetzmäßiger Lagerung. Carbonatgesteine sind compact bis porös und locker.

§ 9. Oolithische Structur ist vornehmlich in dieser Gesteinsfamilie verbreitet; die Knöllchen oder Kügelchen sind mikroskopisch klein bis erbsengroß, in seltenen Fällen erreichen sie selbst Faustgröße (Riesenoolith). Meist sind sie kugelig, doch kommen auch stark verzerrte Formen vor; concentrisch schaliger Aufbau ist häufiger als radialfaseriger; die einzelnen Schalen unterscheiden sich durch verschiedene Korngröße

oder sie sind durch thonige Substanz u. s. w. von einander getrennt. *W. von Gümbel* nennt so gebaute Kügelchen Extoolithe und unterscheidet davon die Entoolithe, welche aus einer Schalenhülle bestehen, innerhalb welcher sich eine mikrophanerokrystalline Ausscheidung von Carbonatkörnern gebildet hat. Nicht selten treten auch Gebilde auf, welche nur unter dem Mikroskope erkennbar sind und undeutliche Oolithe darstellen (kryptoolithische Structur).

§ 10. Die durchflochtene Structur zeigt sich vortrefflich bei den Kalkknotenschiefern, bei welchen Blätter von Thonschiefer oder Schieferthon sich zwischen linsenförmigen Körpern von Kalkstein hinschmiegen; jedenfalls ist die Structur durch concretionäre Vorgänge zu Stande gekommen. Vielleicht bedingen ähnliche Vorgänge die Bildung der Wellenkalke, deren eigenthümlicher Habitus gewöhnlich durch Wellenfurchen auf dünnen Kalksteinschichten erklärt wird.

§ 11. Breccienstructur ist bei den Kalksteinen und Dolomiten weit verbreitet; außer bei gröberen Breccien erscheint nun diese Structur auch in mikroskopischem Maßstabe in anscheinend gleichmäßig feinkörnigen oder dichten Gesteinen; durch verschiedene Korngröße, durch Beimengung oder Freisein von anderen Substanzen lassen sich Bruchstücke und verkittende Massen meist leicht unterscheiden. Auch Oolithkügelchen lassen die Einwirkung mechanischer Kräfte oft sehr deutlich erkennen; schwer zu entscheiden aber ist es, wann die mechanische Kraft von Krystallisationsvorgängen und wann sie von Bewegungen im Gebirge herstammt. Letztere erzeugen gewiß die im Allgemeinen doch nur selten auftretende transversale Schieferung, welche auch die Mikrostructur stark beeinflußt. Die Bruchstücke in Carbonatgesteinen können im Besonderen auch Theile organischer Reste sein von Muschelschalen, Korallenstöcken u. s. w.; an dieselben legt sich die andere Masse nicht selten in concentrischen Lagen an, die Ueberkrustungsstructur bildend.

§ 12. In gut geschichteten Kalksteinen treten die sog. Stylolithen auf. Dies sind stengelige mit einer Kappe von Thon oder mit einem Petrefact bedeckte Stengel von Kalkstein, welche von unten her in die obere noch plastische Schicht eindrangen, so lange die Schicht selbst, von der sie abstammen, noch nicht ganz fest war. Eine ähnliche Verschränkung feiner Schichten findet man auch in mikroskopischem Maßstabe. Vielleicht ist die Structur der Tutenmergel eine ähnliche Erscheinung. Es sind das faserige und runzelige, aus mehren Schalen bestehende Kegel von mergeliger Masse, die von oben und unten her ihre Spitzen einander zuwendend dünne Platten zusammensetzen.

§ 13. Viele Arten und Varietäten der Carbonatgesteine finden technische Verwerthung als Marmor; eine feste, gleichmäßige Structur in dicken Bänken, wie immer sie auch sonst beschaffen sein möge, ist die Bedingung für diese Verwendbarkeit.

4. Lagerung. § 14. Die Carbonatgesteine treten vorzugsweise in Lagern und Schichten von sehr verschiedener Mächtigkeit auf, die aber auch stockförmigen Habitus annehmen können. Unregelmäßige Ablagerungen kommen auch vor. Die Absonderung kann bisweilen eine gewisse

Gesetzmäßigkeit erlangen; die Lager sind namentlich durch senkrecht auf den Schichtungsflächen stehende Klüfte zertheilt. Alle Arten der Carbonatgesteine gehen in einander über und in die verschiedensten katogenen Gesteine, mit denen sie wechsellagern. Dem Alter nach gehören sie allen Perioden der Erdbildung an. Eine ganz secundäre Lagerungsform ist es, wenn Carbonatgesteine in Folge von Gebirgsbewegungen in gangförmigen Massen vorkommen.

5. Allgemein Genetisches. § 15. In wieweit die Ablagerungen der Carbonatgesteine rein chemische Niederschläge sein können, entzieht sich noch immer unserer Kenntniß. Für die Vorkommnisse aus der archäischen Periode läßt sich eine derartige Entstehung noch am meisten wahrscheinlich machen, doch ist auch bei diesen archäischen Gesteinen nicht zu vergessen, daß das Material nicht so zur Ablagerung gelangt zu sein braucht, wie es uns jetzt entgegentritt. Manche Verhältnisse sprechen z. B. für eine Aussaigerung der Kalksteine, die von Hüllen besonders auffälliger und von gewöhnlichen Typen abweichender Massen allseitig eingeschlossen werden. Noch die reinen Statuenmarmore von Carrara in Oberitalien, die wahrscheinlich triassischen Alters sind, werden von solchen Hüllen umgeben.

§ 16. Unzweifelhaft ist es, daß für weitaus die meisten Ablagerungen von Carbonatgesteinen organische Wesen die Mineralsubstanz aus ihrer Lösung in Wasser abgeschieden haben; alle kalkabscheidenden Organismen, unter ihnen namentlich die gesellschaftlich lebenden, haben nach ihrem Tode die Skelette oder Hüllen ihrer Körper gleichsam der unorganischen Natur überliefert zur Bildung von Gesteinen. Bald waren es Thiere, bald Pflanzen, welche das Material für Carbonatgesteine lieferten.

§ 17. In den wenigsten Fällen aber ist das organogene Carbonat direct zur Bildung von Gesteinen verwendet worden, meist haben noch mechanische und chemische Umwandlungen stattgefunden, wodurch erst aus mehr oder minder lockeren Massen feste Gesteine wurden. Das organogene Carbonat zerfällt in vielen Fällen leicht in winzige Partikeln oder ist gleichsam in einer labilen Form vorhanden, welche leicht einer Neukrystallisirung unterliegt. Bei der Bildung von Carbonatgesteinen findet, wie *H. O. Lang* sich ausdrückt, eine Paramorphose von Individuen nach Aggregaten statt. Wahrscheinlich tritt in einer Anhäufung winziger Partikeln eine erhöhte Löslichkeit derselben in kohlensäurehaltigem Wasser in Folge von Molekularattractionen ein, wobei die Kohlensäure durch Zersetzung der organischen Substanz erzeugt wird. Derartige Umbildungen gehören in das Gebiet des allgemeinen Metamorphismus.

§ 18. Die erwähnte Brecciienstructur in mikroskopischem Maßstabe, die hierbei und in anderen Fällen zu beobachtende auffällige Verschiedenheit in der Korngröße und noch andere Verhältnisse weisen darauf hin, daß krystallinisches Gefüge in Carbonatgesteinen auch durch von außen her wirkende Kräfte wenigstens befördert werden kann. Regionaler Metamorphismus dürfte in vielen Fällen in Frage kommen. Daß in Folge der Dislocation von Massen ein gröberes krystallines Korn auftritt,

ist in kleinerem Maße mehrfach an Verwerfungsspalten, im großen Maßstabe in den Alpen nachgewiesen worden. Uebrigens müssen feste Carbonatgesteine bei Gebirgsbewegungen sich nicht immer zerstückeln; nach *Baltzer* sind Kalksteine unter hohem Druck um so leichter bruchlos biegbar, je thonreicher sie sind.

§ 19. Die Umwandlung der Carbonatgesteine kann weiter vor sich gehen, selbst nachdem sie bereits völlig verfestigt worden sind, und zwar auf rein chemischem Wege, indem Substanzen durch Lösungen entführt oder zugeführt werden oder indem ein Austausch stattfindet. Die Vorgänge werden durch die Erscheinungen bei der Verwitterung der Carbonatgesteine erläutert; die letzteren können durch die Atmosphärilien ganz hinweggeführt werden, so daß nur die weniger löslichen Beimengungen übrig bleiben; aus einem thonigen Kalkstein kann ein Thonlager hervorgehen. Die Terra rossa in südlichen Kalkgebirgen ist ein derartiger Rückstand.

6. Arten der Carbonatgesteine. § 20. Die Familie der Carbonatgesteine umfaßt eine sehr große Anzahl von Arten, die einen bedeutenden Theil der obersten Erdkruste zusammensetzen. Die Arten lassen sich auf mehre Gruppen vertheilen, welche theils nach der Zusammensetzung, theils nach besonderen Structurarten und genetischen Verhältnissen bestimmt sind.

a) Gruppe der krystallinen Carbonatgesteine. § 21. Körniger Kalkstein findet sich namentlich in den archäischen Schichten, dann aber auch gelegentlich in späteren Ablagerungen, die zum Theil wenigstens durch verschiedene Arten des Metamorphismus beeinflußt worden sind. Im Allgemeinen sind die Körner gleich groß und haben sich gegenseitig an der Formentwickelung gehindert. Zuckerkörnige Structur findet sich nicht selten. Körniger Kalkstein ist in manchen Fällen fast ganz reiner kohlensaurer Kalk, öfter aber finden sich Beimischungen von kohlensaurer Magnesia und Eisenoxydulcarbonat; erstere tritt oft in einzelnen Körnern von Dolomit auf. Außerdem kommt aber im körnigen Kalkstein eine außerordentlich große Menge von Mineralien in Körnern als accessorische Gemengtheile vor; sie zeigen sehr oft eigenthümlich abgerundete Form, welche man sehr unzutreffend als scheinbar geflossenen oder geschmolzenen Habitus gekennzeichnet hat, da an irgend welche Schmelzung überhaupt nicht zu denken ist. Kalk- und magnesiahaltige Silicate walten vor, doch kommen auch Oxyde, Schwefelmetalle u. s. w. vor. Gesteine, die einigermaßen reich sind an solchen einsprenglingsartig auftretenden Mineralien, hat man wohl auch Calciphyr genannt. Ophicalcit ist eine Bezeichnung für Kalksteine mit einem Gehalt an Serpentin, welcher bald von Olivin, bald von Pyroxen oder Amphibol herstammt. Cipollin nennt man krystalline Kalke, welche ziemlich reich an hellem Glimmer und dabei deutlich geschichtet resp. geschiefert sind.

§ 22. Körniger Dolomit findet sich in archäischen Schichtensystemen, aber auch öfter als der Kalkstein in jüngeren Formationen. Auch er enthält bisweilen, wiewohl seltener, vielerlei Einsprenglinge; besonders zu erwähnen sind die dunkelen Albitdolomite in den Pyrenäen und in Savoyen mit scharfbegrenzten Albitindividuen und Albitzwillingen.

§ 23. Ein körniges Magnesitgestein findet sich in den Alpen in Steiermark und Niederösterreich und ist mit dem Namen Pinolit belegt worden. Es ist ein im Ganzen ziemlich massig struirtes Gemisch aus milchweißem, recht reinem krystallinischem Magnesit mit wenig schwarzer Thonschiefermasse, die stellenweise durch Talkschiefer vertreten wird. Der Magnesit bildet flache, meist schwach sattelförmig gebogene Linsen, die aus je einem Krystallindividuum bestehen und in mannigfaltiger Weise mit einander gruppirt und verwachsen sind. Das Magnesitgestein enthält stets Pyrit in bis haselnußgroßen Einsprenglingen.

§ 24. Der Spatheisenstein ist ein grob- bis feinkörniges Aggregat von Eisenspath, das durch beginnende Verwitterung meist gelblich oder noch dunkeler gefärbt wird; in der Nähe der Erdoberfläche geht es sehr leicht in Brauneisenstein über.

Wenn wir auch nichts Genaueres darüber anzugeben vermögen, wie sich die Spatheisensteine der archäischen Periode gebildet haben, so steht für manche jüngeren Vorkommnisse doch fest, daß sie durch hydatogene Metamorphose aus Kalksteinen entstanden sind. Im Ganzen haben Spatheisensteine eine weit geringere Verbreitung als Kalksteine.

b) Gruppe der dichten Carbonatgesteine. § 25. Dichter bis äußerst feinkörniger Kalkstein tritt als meist wohlgeschichtetes Gestein in allen postarchäischen Systemen auf; es müssen hierher aber auch alle Kalke gerechnet werden, welche reich sind an organischen Resten oder gar zum größten Theile daraus bestehen. Nach denselben werden eine Menge von Unterarten benannt, wie Korallenkalkstein, Hippuritenkalkstein, Crinoidenkalkstein, Lithothamnienkalkstein u. s. w. Doch giebt es andrerseits auch dichte Kalksteine, in denen Fossilreste gar nicht nachzuweisen sind. Beimischungen anderer mineralischer Substanzen sind häufig. So nennt man Anthrakonit durch kohlige Substanz schwarzgefärbte Kalksteine, welche übrigens öfter auch körnige Structur aufweisen. Bituminöser Kalkstein (auch Stinkkalk genannt) enthält kohlige Substanz und Kohlenwasserstoffverbindungen mehr oder minder reichlich beigemengt. Kieselkalk ist durch einen Gehalt an fein vertheilter oder in Knollen vorkommender Kieselsäure ausgezeichnet, welche wohl stets von organischen Resten abstammt, während im sandigen Kalkstein allothigene Körner von Quarz reichlich vertheilt sind. Der Eisenkalkstein enthält Eisenoxyde und Eisenhydroxyde in meist ungleichmäßiger Vertheilung; so im Ockerkalk in Hohlräumen und auf Spalten; wahrscheinlich ist der Gehalt an Ocker ein secundärer. Glaukonit bedingt die Art des Glaukonitkalksteins und des körnigen Hislopites. Thoniger Kalkstein bildet den Uebergang zum Mergel.

§ 26. Dolomitischer Kalkstein bildet den Uebergang zu den dichten Dolomiten. Noch häufiger aber als die gleichförmig dichten Dolomite sind stark poröse und kavernöse Gesteine, die Rauchwacke genannt werden und übrigens gar oft deutlich körniges Gefüge aufweisen. In allen dolomitischen Kalksteinen und Dolomiten ist das Magnesiacarbonat bald ausschließlich als Dolomit vorhanden, bald aber auch als nur magnesiahaltiger Kalkspath. Die Poren der Rauchwacke sind nicht selten mit Dolomitkrystallen bekleidet oder sie enthalten die Dolomitasche. Diese stellt einen lockeren, sehr feinkörnigen Sand von lauter wohl geformten Rhomboederchen dar und geht nicht selten als Verwitterungsproduct aus festen Dolomiten hervor. Dolomite enthalten natürlich öfter auch thonige oder bituminöse Substanz oder Quarzsand beigemischt.

§ 27. Einen gewaltigen Umfang hat die Litteratur über die Entstehung der Dolomite; es fragt sich nämlich, wo der Gehalt an Magnesiacarbonat herrührt, da kalkabsondernde Organismen meist nur sehr wenig davon aus dem Wasser abscheiden. Hypothesen und Theorien sind in Menge aufgestellt worden und haben sich gegenseitig zu verdrängen gesucht. Am wahrscheinlichsten sind folgende drei Möglichkeiten für die Bildung von Dolomiten. Erstens kann der Magnesiagehalt ein ursprünglicher sein, sei es, daß das Ganze ein Absatz aus magnesiahaltigen Quellen ist, sei es, daß z. B. Korallen ursprünglich auch viel Magnesiacarbonat abgeschieden haben, wie dies in der That beobachtet worden ist. Für ursprünglich müssen wir auch den Gehalt an Magnesiacarbonat in den archäischen Dolomiten halten, über deren Entstehung man sonst nur Hypothesen aufstellen kann. Zweitens können Dolomite aus schwach magnesiahaltigem Kalkstein dadurch entstanden sein, daß durch Sickerwasser namentlich Kalkcarbonat entführt und das Gestein mit der Zeit immer reicher wurde an dem widerstandsfähigeren Dolomit. Eine solche Art der Entstehung kann man wohl mit Recht vielen Rauchwacken zuschreiben. Drittens kann wahrscheinlich ein organogenes Sediment von Kalkcarbonat bei seinem Festwerden, also bei der Veränderung durch den allgemeinen Metamorphismus aus dem Meerwasser Magnesia aufnehmen, während etwas später durch Sickerwasser noch locale Differenzirungen eintreten. Auf letztere Weise wären die massigen oder wohlgeschichteten, nicht porösen Dolomite zu erklären.

§ 28. An den Spatheisenstein schließen sich auch dichte oder feinkörnige Varietäten an, die mehr oder minder reich sind an Thon und im Allgemeinen als thonige Sphärosiderite bezeichnet werden, wie sie oft in einzelnen Knollen und Linsen in Schieferthonen oder Thonschiefern eingelagert sind. Sie bilden aber auch

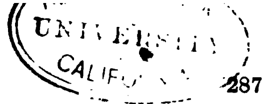
mächtige und zusammenhängende Schichten und haben ihre Hauptvertretung in der productiven Steinkohlenformation. Es ist unzweifelhaft, daß vegetabilische Substanzen die Abscheidung des Eisenerzes bewirkt haben. Kohleneisenstein (in England Blackband) nennt man ein schwarzes dickschiefriges Gestein, das gleichsam eine Mischung von Steinkohle mit thonigem Sphärosiderit und damit also eines der technisch vorzüglichsten Eisenerze darstellt. Ein sandiger Sphärosiderit mit Gehalt an Mangan findet sich im Eocän der bayerischen Alpen.

c) Gruppe der concretionären Carbonatgesteine. § 29. Der in § 9 bereits erwähnte Kalkknotenschiefer mit seiner ausgeprägten durchflochtenen Structur ist bald reicher, bald ärmer an Kalkcarbonat; das Gestein ist stets wohlgeschichtet, oft sogar schiefrig; transversale Schieferung kommt vor. Im östlichen Thüringen finden sich durch regionalen Metamorphismus veränderte Gesteine, deren Schiefersubstanz durchaus die Structur und den Habitus eines Phyllites hat. Kalkknotenschiefer (auch Schieferkalk genannt) finden sich im Silur und Devon; die Kalkknoten sind oft reich an Petrefacten, aber selbst nicht etwa Gerölle, sondern als concretionäre Bildungen zu deuten.

§ 30. Noch augenscheinlicher sind die concretionären Vorgänge bei den oolithischen Kalksteinen und Dolomiten, welche letzteren übrigens etwas seltener sind. Die Oolithkörnchen haben sehr verschiedene Größe auch in einem und demselben Gesteine, wenngleich sie makroskopisch sehr gleichmäßig fein- oder großoolithisch erscheinen. Die oolithischen Gesteine sind fast stets recht gut geschichtet; sie finden sich bereits in paläozoischen Formationen, sind aber doch im Jurasysteme am meisten verbreitet. Die Bildung der oolithischen Körner wird gewöhnlich dadurch erklärt, daß um durch Wellenschlag bewegte und hin und hergerollte Körnchen sich concentrisch schalig oder radialstrahlig das Carbonat aus seiner Lösung ansetzte; die Entoolithe sind vielleicht durch Absatz von Kalkcarbonat um Luftbläschen oder durch ursprünglich zellenförmige Abscheidung eines amorphen Carbonates entstanden. Rogenstein nennt man Oolithe mit reichlichem, thonig-mergligem Cement. Als globulitische Kalke bezeichnet *v. Richthofen* cambrische Oolithe in China mit meist erbsengroßen, zugleich concentrisch schaligen und radialstrahlig struirten Kügelchen; sie liegen oft dunkel gefärbt in einer helleren kalkigen Grundmasse, die bisweilen vorwaltet. Oolithischer Spatheisenstein mit ziemlich reichlicher Beimischung eines grünen, eisenoyxdulhaltigen Silicates ist ein Theil der Thuringitgesteine im Silur Thüringens und des Frankenwaldes.

§ 31. Die Oolithe gehen durch Abnahme der concretionären Körnchen in gewöhnliche dichte Kalksteine über; vielleicht gehört zu dieser Gruppe auch noch wenigstens ein Theil der Schaumkalk genannten Kalksteine. Sie sind ziemlich stark fein porös, enthalten wohl auch Oolithe, häufig Fragmente von Molluskenschalen, zum Theil auch größere Kalksteinfragmente; die poröse Structur ist vielleicht erst secundärer Entstehung. Der Schaumkalk bildet eben auch andererseits den Uebergang zu der

d) Gruppe der Breccien der Carbonatgesteine. § 32. Kalksteinbreccien und Dolomitbreccien sind eine keineswegs ungewöhnliche Erscheinung; sie kommen auch in wohlgeschichteten Massen vor und es ist schon erwähnt worden, daß manche dichten Kalksteine unter dem Mikroskope Breccienstructur aufweisen. Das Cement hat ein anderes Gefüge als die Bruchstücke; werden letztere durch Gewässer aufgelöst, so bleibt eine zellig struirte Masse zurück, sog. Zellenkalk; doch ist es zweifelhaft, ob letzterer immer auf solche Weise entstanden ist. Knochenbreccie mit in Kalkcarbonat umgewandelten Knochen und einem mehr oder minder reichlichen Kalkcement findet sich in Höhlen im Gebirge oder in Spalten am Meeresstrande als Bildung in jüngster geologischer Vergangenheit. Das Bonebed ist eine feinkörnige Breccie aus Bruchstückchen von Saurierknochen, Zähnen, Fischschuppen u. s. w. Lumachelle nennt man Gesteine, welche vorwaltend aus Bruchsücken von Molluskenschalen bestehen. Selten finden sich Kalksteinsande, welche aus abgerollten Körnchen von Kalkstein und organogenem Kalkcarbonat bestehen, z. B. am Strande von St. Helena. Auch Korallenkalke zeigen oft Breccienstructur; die Korallenriffe bauen sich überhaupt in der Art auf, daß durch Wellenschlag zertrümmertes Material sich zwischen den an Ort und Stelle gewachsenen Zweigen und Knollen der Korallenstöcke aufhäuft. *F. v. Richthofen* hat nachgewiesen, daß auch recente



Massen sehr schnell krystalline Structur annehmen können. Zu den Breccien gehört auch der Kreidetuff, ein gelbliches, leicht zerreibliches Haufwerk von Bruchstückchen von Organismenresten in den obersten Horizonten des cretaceischen Systems.

e) Gruppe der Kalk-Pelite. § 33. Auf dem Boden der Oceane lagert sich ein sehr feiner Schlamm ab, in welchem Foramiferenreste, und darunter namentlich Globigerinenschalen, stark vorwalten. Dieser sog. Globigerinen-Schlamm ist noch kein reines Kalkcarbonat, veranschaulicht aber doch die Bildung der Kreide. Diese besteht zum größten Theil aus Foramiferenresten, dann aus Diskolithen, Kokkolithen, Kokkosphären und anderen winzigen Gebilden, welche vielleicht als Kalkcarbonat in amorpher und nicht organogener Form zu deuten sind. Die weiße oder doch sehr helle Kreide ist ein festes Gestein von erdigem Bruch; sie kann glaukonitisch, mergelig, kieselig sein; Concretionen von Flint in Knollen und selbst in Schichten sind allgemein verbreitet.

§ 34. Die Seekreide oder der Alm, eine lockere oder sehr mürbe Masse, ist auf die Weise entstanden, daß im Wasser lebende Pflanzen dem in Lösung befindlichen doppelt kohlensauren Kalk eine Molekel Kohlensäure entzogen, wobei sich Kalkcarbonat in lockeren Aggregaten auf der Oberfläche der Pflanzen abscheidet. Die Seekreide ist somit zwar unter Beihilfe von Pflanzen entstanden, aber doch keine organogene Bildung; man findet sie häufig unter einer Decke von Torf oder Moorerde.

f) Gruppe der kalkigen Quellabsätze. § 35. Durch Abscheidung des Kalkcarbonates aus seiner Lösung in Quellwassern und in Sickerwassern bilden sich dichte bis poröse Massen von Kalkstein, welche bald in Schichten, bald in unregelmäßigen Ablagerungen vorkommen. Travertin und Kalktuff sind wenigstens zum Theil durch denselben Vorgang wie die Seekreide abgeschieden worden; ein anderer Theil wird durch Verdunstung des Wassers oder durch Verdrängung der lösenden Kohlensäure durch den Sauerstoff der Luft zum Niederschlag gebracht. Der Kalksinter der Stalaktiten und Stalagmiten in Höhlen im Kalksteingebirge dürfte zumeist auf letzterem Wege abgeschieden worden sein, obwohl auch hier namentlich niedrige, mikroskopisch kleine Pflanzen mitgewirkt haben werden. Der Kalksinter hat meist krystallinisch körniges Gefüge; in seltenen Fällen, z. B. in der Höhle auf der griechischen Insel Antiparos, besteht er aus Aragonit, nicht aus Kalkspath.

§ 36. Auch der Pisolith oder Erbsenstein besteht aus Aragonit, und zwar in Form von concentrisch schaligen, radialfaserigen Kügelchen von Erbsengröße, die oft ein fremdes Mineralkörnchen als Centrum und Ausgangspunkt für ihre Bildung haben. Durch ihre Entstehung als Absätze aus heißen Quellen zu Karlsbad in Böhmen, an einigen Punkten in Ungarn und Frankreich unterscheiden sich die Pisolithe von den Oolithen, mit denen sie in der Structur aufs Innigste verwandt sind.

g) Gruppe der Mergel. § 37. Mergel nennt man Gesteine, welche gleichsam eine Mischung von Carbonatgesteinen mit Schieferthonen darstellen. Bald herrscht der eine Bestandtheil, bald der andere mehr vor, und es ändert sich darnach die allgemeine Beschaffenheit der Mergel, welche geschichtete, oft gut schiefrige, ziemlich feste Gesteine von vorwaltend grauen Farben mit erdigen Bruchflächen und mattem Aeußeren sind. Unter Mergel schlechthin versteht man die kalkspathhaltigen, während die zugleich magnesiacarbonathaltigen als dolomitische Mergel aufgeführt werden. Uebergänge in Kalkstein, Dolomit, Schieferthon und Sandstein sind häufig und bedingen Varietäten. So sind ferner Glimmermergel reich an allithogenen Schüppchen von hellem Glimmer; Glaukonitmergel führen Körnchen von Glaukonit; oolithische Mergel enthalten vereinzelte Oolithkügelchen. Gypsmergel führen Gyps in dünnen Zwischenlagen, in Schnüren und Adern, zum Theil auch in kleinen porphyrischen Körnern. Steinmergel ist eine mehr geologische Bezeichnung für Einlagerungen, welche durch Gehalt an kieseliger Masse oder an sehr feinen Quarzkörnchen einen festeren Zusammenhalt haben als die an der Luft meist leicht in Scherbchen zerfallenden gewöhnlichen Mergel. Mergelschiefer nennt man die gut und dünnschiefrigen Mergel verschiedenster Zusammensetzung. Bituminöser Mergelschiefer ist dunkelgrau bis tiefschwarz gefärbt und bisweilen sehr reich an Kohlenwasserstoffverbindungen (Oelschiefer). Schwefelmetalle kommen in feiner Vertheilung ziemlich häufig vor, besonders aber in dem permischen Kupferschiefer, der noch durch seinen Gehalt an Fischresten ausgezeichnet ist. Die

Erzführung dieses Gesteins in Thüringen ist noch nicht genügend erklärt, jedenfalls aber haben die organischen Substanzen die Schwefelmetalle aus Salzlösungen reducirt. Die Frage, ob dies nach oder schon während der Entstehung geschehen sei, bleibt offen.

§ 38. Seiner mineralischen Zusammensetzung nach gehört auch der Löß zu den Mergelgesteinen, wenngleich er eine ganz andere Entstehung als die meistens im Meere zur Ablagerung gelangten Mergel besitzt. In letzteren findet man unter dem Mikroskope oft genug die Reste winziger Organismen in großer Menge, auch die Kokkolithen, Diskolithen u. s. w. Solche Dinge fehlen im Löß, der stets eine continentale Bildung ist. Der Löß ist ein lockerer Mergel von gelblich brauner Farbe und äußerst feinem, gleichmäßigen Korne; er ist feinporös, frei von Schieferung und meist auch von Schichtung. Kalkconcretionen als sog. Lößpuppen oder Lößkindel sind häufig; er enthält Gehäuse von in der Luft athmenden Schnecken und bisweilen Knochen von Wirbelthieren. Der Löß, wie er in gewaltiger Mächtigkeit und Verbreitung in China, Persien und in Amerika auftritt, ist, wie es zuerst die Forschungen *F. v. Richthofen*'s ergaben, eine äolische Bildung, eine Ablagerung von durch Winde weit weggeführtem Verwitterungsstaube fester Gesteine; die Porosität wird durch den Pflanzenwuchs auf der jeweiligen Oberfläche erzeugt. An den Rändern größerer Lößbecken wird auch gröberes klastisches Material durch Regenfluthen von den Gebirgen her herabgeschwemmt, welches dann einzelne Zwischenlagerungen bildet. Kommt das staubförmige Material in Seebecken zur Ablagerung, so wird es zu einer geschichteten, nicht porösen Masse, dem sog. Seelöß, d. h. zu einem mehr oder minder festen Mergel, dem die für den Löß charakteristische Structur fehlt. Wahrscheinlich ist aber nicht aller Löß eine äolische Bildung, sondern bisweilen auch ein Absatz aus Flüssen auf ihren Inundationsgebieten. Aeolische Bildungen, wie Löß, sind auch der Regur oder Cottonsoil in Vorderindien und die bereits erwähnte Schwarzerde in Südrußland.

h) Gruppe der metamorphosirten Carbonatgesteine. § 39. Im Contact mit anogenen Gesteinen erleiden die Arten der Familie der Carbonatgesteine mannigfaltige Veränderungen, von denen zunächst die Umwandlung dichten Kalksteins in krystallinisch körnigen zu erwähnen ist. Unreine Kalksteine und Dolomite beladen sich mit mancherlei krystallinen Körnern von Silicaten, unter denen besonders Granat, Vesuvian, Amphibol, Pyroxen, Skapolith und andere kalkhaltige Mineralien zu erwähnen sind. Im Harz und sonst findet man den aus solchen Mineralien bestehenden Kalkhornfels ohne Gehalt an Carbonaten in solcher Lagerung in den Contacthöfen der Granite, daß er entschieden aus Carbonatgesteinen entstanden sein muß. Im Besonderen haben solche metamorphosirte Producte so mannigfache Zusammensetzung, daß eine genauere Classificirung noch nicht möglich ist, obwohl manche eine ganz beständige Zusammensetzung aufweisen, wie die Couseranitkalksteine liassischen Alters in den Pyrenäen und der triassische Predazzit in Tirol. Letzterer enthält im krystallinischen Kalksteine gleichmäßig vertheilt Körner von Brucit, Magnesiahydrat, welche sich aber unter dem Mikroskope noch als Pseudomorphosen nach einem olivinähnlichen Mineral zu erkennen geben. Bemerkenswerth ist auch das Auftreten größerer Erzmassen im metamorphosirten Kalkstein in der Nähe von anogenen Gesteinen.

§ 40. Auch die einfache hydatogene Metamorphose befällt oft die Carbonatgesteine, namentlich den Kalkstein. Es ist schon erwähnt worden, daß Spatheisenstein offenbar pseudomorph nach Kalkstein auftritt; auch mancher Dolomit mag auf ganz ähnliche Weise enstanden sein. Ferner geht Kalkstein über in Gyps; Galmei entsteht vielfach pseudomorph nach Kalkstein oder Dolomit. Wichtig ist die Umwandlung des Kalksteins in Phosphorit. Mit diesem Namen belegt man in sehr umfassender Weise alle Massen, welche Apatit als Hauptgemengtheil enthalten, wenngleich derselbe nicht in Krystallen, sondern nur in faserigen oder schaligen Massen von weißer, gelblicher bis schwarzer Farbe auftritt, gemischt mit den verschiedenartigsten anderen Substanzen. Phosphorite, welche in Gängen auftreten, wurden schon erwähnt; andere Lagerstätten sind offenbar sedimentäre Schichten; nach der Art ihres Vorkommens und nach der Art der sie begleitenden Gesteine sind diese Lagerphosphorite in einigen Fällen ganz entschieden nichts Anderes als metamorphosirte Kalke, wobei die Phosphorsäure von der Zersetzung

des Apatites anderer präexistirender Gesteine oder von organischen Substanzen herstammt. Sehr oft tritt der Phosphorit knollenförmig auf; manche solcher Knollen mögen unmittelbar Koprolithe sein, andere wieder umgewandelte Kalkconcretionen. Manche Knollen haben eine besondere sphärische Structur, sie bilden Septarien u. s. w. Andererseits kommen Phosphorite auch auf secundärer Lagerstätte vor als Anhäufungen von abgerollten Stücken. Phosphorit ist somit wahrscheinlich nirgends ein ganz ursprüngliches selbständiges Gestein; er entstand zu allen Zeiten bis auf die Gegenwart, wo z. B. der Sombrerit auf der westindischen Insel Sombrero nichts als umgewandelter Kalkstein ist, die Phosphorsäure stammt von dem überlagernden Guano. Dieser bildet ja gewissermaßen auch ein Gestein, dessen hier Erwähnung geschehen möge, da er zur Erklärung des Vorkommens von Phosphoriten beitragen kann. Der Guano ist hauptsächlich eine Anhäufung des Mistes gesellig lebender Seevögel, doch giebt es in Höhlen auch mächtige Ablagerungen von Fledermausguano.

XXI. Familie der Haloidgesteine.

1. Zusammensetzung. § 1. Zur Familie der Haloidgesteine gehören mehre ihrer chemischen Zusammensetzung nach zum Theil sehr von einander verschiedene, aber auch in einander übergehende Gesteine von in reinstem Zustande farblosen, im Wasser mehr oder minder löslichen Sulfaten und Chloriden der Alkalien und alkalischen Erden. Anhydrit, Gyps, Steinsalz u. s. w. sind es, die zu dieser geologisch sehr gut bestimmten Familie zugerechnet werden. Die Sulfat- und Chloridgesteine kommen sehr rein vor, sind jedoch auch öfter mit anderen allothigenen und authigenen Gemengtheilen gemischt, welche letzteren zum Theil in gar keiner chemischen Beziehung zu der Hauptmasse des Gesteines stehen.

2. Structur und Lagerung. § 2. Die Haloidgesteine sind grobkörnig bis feinkörnig und dicht und nehmen in seltenen Fällen porphyrische Structur an, indem einzelne Individuen eine bedeutendere Größe erreichen; sie sind meist richtungslos körnig und massig struirt, weisen aber auch oft Lagenstructur auf, namentlich wenn zugleich eine gute Schichtung vorhanden ist.

§ 3. Im Allgemeinen ist die Schicht die eigentliche Lagerungsform aller Haloidgesteine; doch werden die Schichten oft sehr mächtig und nehmen leicht die Form von Lagerstöcken an, auch finden sich recht unregelmäßig geformte Massen; letztere aber sind wenigstens zum Theil erst secundärer Entstehung, bedingt durch die leichte Löslichkeit und Veränderlichkeit der Haloidgesteine durch Wasser. So finden sich die Haloidgesteine selbst in durchgreifender Lagerung und es ist ihnen deshalb früher von manchen Forschern sogar anogene Entstehung zugeschrieben worden. Jetzt ist man darüber einig, daß in allen solchen Fällen nur stark gestörte Lagerungsformen vorliegen, die weniger durch gebirgsbildende Verschiebungen in der Erdkruste als durch Vorgänge hydrochemischer Natur bedingt worden sind.

§ 4. Die Haloidgesteine kommen in mächtigen Ablagerungen vor, zum Theil einzeln, oft mit einander wechsellagernd. Ihrem Alter nach gehören sie allen Epochen nach der archäischen Zeit an, doch sind sie in den älteren paläozoischen Formationen selten und zum Theil noch gar nicht direct nachgewiesen. Indessen können wir nicht mit Sicherheit be-

haupten, daß sie in jenen älteren Perioden überhaupt seltener gebildet worden seien; in Folge ihrer Löslichkeit können sie eben in späteren Perioden wieder völlig verschwunden sein, wie ja selbst ihre Erhaltung aus jüngeren Perioden bis zu einem gewissen Grade auf ihrem Vorkommen mit Wasser nicht durchlassenden Gesteinen, wie Thonen u. s. w., beruht.

3. Genetisches. § 5. Alle Haloidgesteine sind Krystallisations-Niederschläge aus dem Wasser der Oceane oder einzelner Seebecken in Folge der Verdunstung des Wassers. Im Besonderen aber gehen wohl die Verhältnisse bei der Entstehung weit aus einander. So können sich aus den Oceanen die Haloidgesteine nur unter gewissen Bedingungen in Busen abscheiden, welche durch vom Ocean überfluthbare Barren abgeschlossen sind. Dabei wird dann noch die Aufeinanderfolge verschiedener Haloidgesteine durch den Grad ihrer Löslichkeit bestimmt. Eine eingehendere Erörterung der Entstehung der Salzlagerstätten gehört in das Gebiet der Geogenie; für die Lithologie genügt es zu wissen, daß die Haloidgesteine authigene Niederschläge sind aus wässerigen Lösungen von Salzen mannigfacher Art, und daß sie der hydatogenen Metamorphose unterliegen können.

4. Arten der Haloidgesteine. § 6. Die Mineralnamen des schwefelsauren Kalkes mit zwei Molekeln Wasser, Gyps, und des wasserfreien, schwefelsauren Kalkes, Anhydrit, dienen auch zur Bezeichnung der vorherrschend von diesen Mineralien zusammengesetzten Gesteine. Gyps und Anhydrit als Gesteine hängen derartig zusammen, dass ersterer aus letzterem hervorgehen kann; aber die Frage, ob er stets aus ihm hervorgegangen ist, wird von einigen Forschern verneint, die durch theoretische Schlüsse dahin kamen zu behaupten, dass sich Gyps unter gewissen Umständen auch ursprünglich aus calciumsulfathaltigem Wasser niederschlagen kann. An und für sich ist ja die Erklärung der Bildung des wasserfreien Salzes noch schwieriger als die der Bildung des Gypses; letzterer kann überdies, wie bereits erwähnt, das Product einer Umwandlung von Kalkstein sein.

§ 7. Anhydrit ist ein weißes bis dunkelgrau oder schwarz gefärbtes Gemenge von Anhydritindividuen entweder in körnigem oder in strahligfaserigem Gefüge; die Gesteine sind entweder massig oder mit Lagenstructur ausgestattet und haben dann körniges Gefüge, oder sie haben eine Art durchflochtener Structur aus helleren körnigen Partien und aus dieselben umgebenden, strahligfaserigen Partien. Zum Anhydrit gesellt sich meist mehr oder minder viel Gyps, dessen secundäre Natur oft deutlich erkennbar ist. Flüssigkeitseinschlüsse sind sowohl im Anhydrit wie im Gyps vorhanden. Fernere Gemengtheile sind zunächst mehr accessorischer Natur: Rhomboeder und Körner von Kalkmagnesiacarbonat, dann Krystalle von Eisenkies, Quarz, Steinsalz und Boracit, ferner mehr oder minder reichliche, dunkelfärbende Beimengungen von thoniger oder bituminöser Substanz. Die Anhydrite sind grobkörnig bis feinkörnig und dicht; der Gekrösestein ist ein dichter Anhydrit mit eigenthümlicher, bisher unerklärter Structur: dünne Lagen sind zu steil stehenden, eng aneinander schließenden Falten zusammengelegt.

§ 8. Der Gyps enthält dieselben Beimengungen wie der Anhydrit; durch secundäre Eisenhydroxyde ist er bisweilen roth gefärbt. In vielen Gypsen findet sich noch ein Gehalt an Anhydrit: es giebt eben alle möglichen Zwischenstufen zwischen Anhydrit- und Gypsgestein, wie man denn auch von einem Gyps-Anhydrit und Anhydrit-Gyps sprechen kann. Bei der Umwandlung wird auch Gyps mit parallelfaserigem Gefüge in Klüften ausgeschieden, welche die Schichten durchqueren oder ihnen parallel laufen, aber nur selten gänzlich fehlen. Bei der völligen Umwandlung von Anhydrit in Gyps findet unter der Voraussetzung, daß Nichts in Lösung hinweggeführt wird, eine Volumvergrößerung von 27.04 Proc. statt; das Maß der linearen Vergrößerung der Masse ist 1.21. Liegt schon hierin eine Ursache der

mit dem Gypse verbundenen mechanischen Schichtenstörungen vor, so erhöhen sich letztere noch, wenn der Gyps theilweise durch Gewässer in Lösung fortgeführt wird; es kommt zur Bildung von Höhlen und Schlotten und andrerseits zum Auftreten von isolirten Knollen und Blöcken von Gyps. z. B. in Thonen, Letten oder Mergeln, welche zum Theil die nicht löslichen Residuen der ursprünglichen Gesteine darstellen. Ein Zechsteingyps, (1.) von Frankenhausen am Kyffhäuser, über dem Stinkkalk liegend, und ein anderer (2.) unmittelbar unter letzterem liegender weisen folgende Zusammensetzung auf:

	$CaSO_4,2H_2O$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	SiO_2
1.	86.42	12.42	0.75	—	—	0.07
2.	35.25	28.06	—	26.23	5.08	4.42,

dazu geringe Mengen von Eisenoxyd, Thonerde, Chlornatrium und Bitumen.

§ 9. Der Gyps hat meist richtungslos körnige Structur bei grobem bis feinem Korn. Porphyrisch wird der Gyps durch einzelne größere, aber nicht krystallographisch begrenzte Individuen, die sich auch bisweilen, im sog. Sterngyps, zu stern- oder rosettenförmigen Aggregaten verbinden. Durch Umkrystallisirung des ganzen Gesteins geht der spăthige Gyps hervor, der meist locale Einlagerungen in anders geartetem Gyps bildet. Alabaster nennt man Gypse von feinem Korn und recht festem Gefüge, die sich zur Bearbeitung auf der Drehbank eignen. Stinkgyps zeigt in Folge reichlicher Beimengung von bituminöser Substanz beim Anschlagen einen brenzlichen Geruch. Thongyps enthält in Streifen und Flammen oder auch in schmalen Lagen reichlich thonige Substanz.

§ 10. Obwohl Anhydrit (resp. Gyps) und Steinsalz auch in wenig mächtigen Schichten mit einander wechsellagern, so sind doch Uebergänge nach den Gemengtheilen im Ganzen ziemlich selten. Im Salzburgischen heißt ein Gemenge von Thon, Gyps und Steinsalz Haselgebirge. Das Steinsalz ist im reinsten Zustande Chlornatrium, doch finden sich meist andere Salze in geringer Menge beigemischt. Ein Steinsalz von Neustassfurt ergab folgende Zusammensetzung: NaCl 98.14; $MgCl_2$ 0.23; $MgSO_4$ 0.24; K_2SO_4 0.19; $CaSO_4$ 0.70 und 0.24 als in Wasser unlöslicher Anhydrit; H_2O 0.25. Das Steinsalz ist farblos, aber oft dunkel gefärbt durch Thon als sog. Thonsalz; blau gefärbt wird es durch bituminöse Substanz, grün durch Kupfersalze, roth durch Eisenoxyde. Das Steinsalz bildet mächtige Ablagerungen und tritt in regenarmen Gegenden selbst felsbildend auf. Große Steinsalzstöcke durchsetzen bisweilen die sedimentären begleitenden Gesteine, die dann noch starke Schichtenfaltungen und Knickungen aufweisen, wie das Steinsalz selbst. Die Löslichkeit des letzteren im Wasser und die Umwandlung des eingelagerten Anhydrites in Gyps sind wohl stets die Ursache dieser Lagerungsstörungen, doch ist die eingehende Erklärung schwierig.

§ 11. Steinsalz ist oft gut geschichtet, indem die einzelnen Schichten durch Anhydrit, Gyps, Thon, Mergel und andere Substanzen von einander getrennt werden. In den größeren Steinsalzlagerstätten, die namentlich in der Dyas, in der Trias und im jüngeren Tertiär häufig auftreten, finden sich in Lagern eingeschaltet besonders in den oberen Horizonten auch noch andere Gesteine, aus Chloriden und Sulfaten bestehend, welche an dieser Stelle zu erwähnen sind. So findet sich zu Kalusz in Galizien der Kainit als Gestein, bestehend ungefähr aus 62 pC. Kainit, 20 pC. Steinsalz, 10 pC. Sylvin und 8 pC. Thon, $CaCl_2$ u. s. w. Das Carnallitgestein von Stassfurt hat folgende Zusammensetzung: KCl 15.78; $MgCl_2$ 20.31; NaCl 23.42; $MgSO_4$ 12.12; H_2O 26.52; Unlösliches (Quarz, Anhydrit, Eisenkies) 1.85. Nach *Tschermak* ist das Sylvingestein (KCl) von Kalusz aus Carnallit hervorgegangen. Andere Salze, wie Kieserit, Polyhalit, Stassfurtit bilden in Steinsalzlagerstätten mehr accessorische Bestandtheile und Bestandmassen, als selbständige Gesteine.

§ 12. Einige andere Gesteine mögen an dieser Stelle noch Erwähnung finden, die zwar nicht mit Steinsalzlagerstätten in Verbindung auftreten, sich aber bei keiner Familie besser unterbringen lassen als bei den Haloidgesteinen, und von denen es überhaupt zweifelhaft ist, ob sie als selbständige Gesteine aufzufassen sind. Dichtes Schwerspathgestein von dunkler Farbe kommt in dem devonischen Thonschiefer eingeschalteten Lagern bei Meggen an der Lenne in Westphalen und in ähnlicher Weise an einigen anderen Punkten des westlichen Deutschlands vor. Der Kryolith

soll in Grönland ein dem Gneiss eingeschaltetes Lager bilden; in Colorado in Amerika ist er aber neuerdings in Gängen gefunden worden. Auch Flußspath kommt nur in gesteinähnlichen Massen in Gängen vor. Schließlich ist noch das Eis zu erwähnen, welches zwar bisweilen alle Eigenschaften eines Gesteines aufweist und eigentlich mit seinen structurellen Arten eine Familie für sich bildet, sich aber ganz wesentlich von allen anderen Gesteinen dadurch unterscheidet, daß sein Bestehen einzig und allein von der Temperatur abhängig ist. Die Entstehung des Eises und sein Vorkommen näher zu besprechen ist Aufgabe der Geogenie.

XXII. Familie der Eisenerze.

1. Zusammensetzung und Lagerung. § 1. Zu der Familie der Eisenerze kann man solche geologisch selbständige Gesteine rechnen, welche vorzugsweise aus Eisenoxyden und Eisensulfid bestehen. Solche Gesteine treten in Lagern und Schichten auf, sind dabei mehr oder minder mit Parallelstructur ausgestattet und erweisen sich hierdurch wie durch die mit ihnen wechsellagernden Gesteine als katogener Natur. Die Entstehung derselben im Besonderen zu erklären, ist oft mit großen Schwierigkeiten verbunden; manche sind gewiß metamorphen Ursprungs, obwohl wir nicht immer etwas Sicheres über die Art der Metamorphose, über das ursprüngliche Gestein u. s. w. angeben können. Eisenerzgesteinen sehr ähnliche Massen treten auch in Gängen und anderen durchgreifenden Lagerungsformen auf, Massen, welche wir als Mineralaggregate und nicht als Gesteine auffassen. Allerdings ist es bisweilen schwer diese Unterscheidung aufrecht zu erhalten; es fehlt aber auch noch sehr an eingehenderen, vergleichenden Untersuchungen.

2. Arten der Eisenerze. § 2. Im Magneteisenstein ist Magnetit der vorherrschende Gemengtheil in Körnern oder in scharfen Oktaedern; neben ihm, ja ihn an Menge stellenweise übertreffend treten andere Mineralien auf. Die geschichteten und meist auch mit Parallelstructur versehenen Magneteisensteine gehören vorzugsweise der archäischen Periode an, wo sie in Lagern anderen Gesteinen eingeschaltet sind, resp. von denselben hüllenartig umschlossen werden. Es ist beachtenswerth, daß sie nicht nur in Gesellschaft von eisenreichen und magnesiareichen Silicatgesteinen auftreten, sondern auch in Gesellschaft von Kalkstein und von Quarzit oder doch sehr quarzreichen Gesteinen. Manche archäischen Magneteisensteinlager machen durchaus den Eindruck, als seien sie concretionäre Bildungen im Großen; wenn man andrerseits solche Lager aus Anhäufungen von Magneteisensand entstanden sein läßt, so ist damit doch nur der Ursprung des Materials zu dem Gestein, aber nicht der Ursprung der Gesteine selbst gedeutet, welche stets holokrystallin sind und aus authigenen Gemengtheilen bestehen.

§ 3. Nach den Beimengungen zum Magnetit unterscheidet man mehre Varietäten, wie den Granatmagneteisenstein, Amphibolmagneteisenstein, Chloritmagneteisenstein, Talkmagneteisenstein oder Catawbirit, den kiesigen Magneteisenstein u. s. w. Als besondere Varietät ist ferner der Schmirgel zu betrachten, in welchem dunkelblauer Korund meist vor dem Magnetit vorherrscht; durch letzteren erhält das Gestein seine dunkele Farbe. Auf der griechischen Insel Naxos liegt der Schmirgel im Kalkstein, welcher seinerseits dem archäischen Gneiße eingelagert ist. Eine Analyse ergab folgende Zusammensetzung des Schmirgels: SiO_2 3.10; Al_2O_3 58.53; Fe_3O_4 24.10; CaO 0.86; H_2O 4.73. Als Träger des Kalkgehaltes erscheint etwas Margarit, der gewöhnliche Begleiter des Korundes. Schmirgel findet sich noch an mehren Punkten in Kleinasien, zu Chester in Massachusetts U. S. A., ist auch am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen im Glimmerschiefer eingelagert vorgekommen.

§ 4. Magneteisensand findet sich mehrfach an Küsten von Seen und

Meeren als oberflächliche Ablagerung, bald sehr rein, bald mit anderen Mineralien stark verunreinigt; der Magnetit und seine Begleiter stammen von jüngeren anogenen Gesteinen ab, seltener von älteren Gesteinen, namentlich noch von archäischen.

§ 5. Der Rotheisenstein besteht vornehmlich aus wasserfreiem Eisenoxyd; in den archäischen und den älteren paläozoischen Formationen tritt er als geschichtetes Gestein auf. Von sehr vielen Rotheisensteinen läßt sich aber das lagerartige Vorkommen nicht nachweisen und sie mögen einerseits metamorphe Massen, andrerseits aber auch als Mineralaggregate zu deuten sein, die auf Gängen u. s. w. auftreten. Es sind noch keine Kennzeichen vorhanden, wonach man diese genetisch verschiedenen Massen unterscheiden könnte. So sind auch alle diejenigen Massen, welche man Rotheisenstein zu nennen pflegt, im Aeußeren von einander weit verschieden, die Structur kann sein erdig, dicht, faserig, feinkörnig, späthig, massig, schiefrig, die Farbe roth bis schwarz. Itabirit ist ein in Schichten vorkommendes Gemenge von Eisenglanz mit Magnetit und Quarz, in Brasilien und in Canada vorkommend.

§ 6. Brauneisenstein besteht vorwaltend aus wasserhaltigem Eisenoxyd und ist oft nachweisbar ein auf hydrochemischem Wege aus mannichfachen anderen Gesteinen hervorgegangenes metamorphes Gestein. Hierher gehören die meisten der sog. Thoneisensteine, ferner Raseneisenstein, Sumpferz, Morasterz, Seeerz, welche sich in Seen, Mooren und sumpfigen Niederungen unter bedeutender Mitwirkung lebender wie abgestorbener pflanzlicher Organismen bilden; gewisse Diatomeen, namentlich Gaillonella ferruginea, sind als eisenabscheidend bekannt, doch dürften auch rein chemische Processe ins Spiel kommen. Ein oft bedeutender, gleichfalls von Pflanzen herstammender Gehalt an Phosphorsäure (z. Th. im Vivianit) und meist eine mürbe Beschaffenheit sind für diese Erze recht charakteristisch. Raseneisensteine, die reich sind an Sand oder Lehm, heißen Ortstein (Uur). Es ließe sich denken, daß das Material zur Bildung mancher Eisenerze in älteren Perioden auf ähnliche Weise zusammen gekommen sei.

§ 7. Tapanhoacanga (oder Mohrenkopffels) ist ein Localname für eine Breccie aus Fragmenten verschiedener Eisenerzgesteine mit einem Cement von verschiedenen Eisenhydroxyden, die in Brasilien vorkommt und berühmt ist durch den Gehalt an Gold, Diamant und anderen Edelsteinen.

§ 8. Eisenoolith oder oolithisches Eisenerz hat im Allgemeinen die Structur eines oolithischen Kalksteines; Schießpulver ähnliche, rundliche, aber meist durch gegenseitige Raumbeschränkung unregelmäßige Körnchen von Rotheisenstein oder Thoneisenstein bilden allein oder mit wenig allothigenem Cement ein meist gut geschichtetes Gestein, das namentlich häufig zwischen jurassischen Schichten eingelagert erscheint. Man darf vermuthen, daß der Eisenoolith durch hydatogene Metamorphose aus oolithischen Carbonatgesteinen hervorgegangen sei.

§ 9. Das Bohnerz besteht aus erbsen- bis bohnengroßen und bisweilen noch größeren Kügelchen von thonigem Brauneisenstein von concentrisch schaliger Structur, die in einem weichen braunen Thon liegen oder seltener durch Carbonate verkittet sind. Bohnerze finden sich fast nur in unregelmäßigen Ablagerungen wahrscheinlich tertiären Alters in Mulden und Spalten im weißen Jura in Süddeutschland und den südwestlich angrenzenden Ländern; sie werden als Absätze aus eisenhaltigen Quellen gedeutet, worauf ihre Aehnlichkeit mit dem Erbsenstein hinweist.

§ 10. Eisenkies bildet bald rein, bald mit Kupferkies und anderen Kiesen bez. anderen Mineralien gemischt, feinkörnige bis dichte Pyritgesteine von massiger bis geschichteter Structur; sie sind nicht gerade selten in mächtigen und ausgedehnten Lagern anderen geschichteten Gesteinen namentlich archäischen und paläozoischen Alters eingeschaltet. Wahrscheinlich sind solche Kieslager durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff irgend welchen Ursprungs auf eisenhaltige Lösungen entstanden.

§ 11. Für Speculationen über die Entstehung der archäischen Gesteine ist es beachtenswerth, daß denselben Gesteine auch aus noch anderen Schwefelmetallen bestehend eingelagert vorkommen; so kennt man in Schweden lagerförmige Vorkommnisse vorherrschend von Bleiglanz oder von Zinkblende gebildet; doch kann man wohl auch solche Massen als concretionäre, lagerartige Bildungen, als Aussaigerungen auffassen.



XXIII. Familie der Kohlen.

1. Zusammensetzung. § 1. Die Mineralkohlen bilden eine Familie von Gesteinen, welche zwar mit manchen anderen katogenen Gesteinen auf das Engste durch Uebergänge verknüpft sind, ihrer Zusammensetzung und Entstehung nach sich aber soweit von allen bisher betrachteten Gesteinen unterscheiden, daß manche Forscher die Kohlen gar nicht zu den Gesteinen gerechnet haben. Alle Kohlen sind Anhäufungen von Pflanzenresten in verschiedenen Stadien einer Umwandlung, die darauf hinauszielt, die pflanzlichen Körper in ein Haufwerk von reinen Kohlenstoffpartikeln überzuführen. Es ist bisher noch nicht gelungen, die Kohlen in ihre verschiedenen näheren chemischen Bestandtheile zu zerlegen. Vergl. *F. Muck*, Grundzüge und Ziele der Steinkohlen-Chemie, Bonn, 1881.

Ganz mit Unrecht werden manche Arten der Kohlengesteine direct als Mineralien angeführt, da sie fast nie homogene Körper sind. Eine Ausnahme macht nur der Graphit, der in einigen Gesteinen als hauptsächlichster Gemengtheil erscheint; doch stehen gerade diese Gesteine nur vermuthungsweise in genetischem Zusammenhange mit den übrigen Kohlen.

§ 2. Die Elementaranalyse der Kohlen ergiebt als wesentlichste Bestandtheile derselben Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff nebst geringen Mengen (1—2 Proc.) Stickstoff und Schwefel; der Procentsatz der ersteren drei bestimmt die Gesteinsart, die sich nicht selten an dem äußeren Habitus nicht erkennen läßt. Es giebt eine continuirliche Reihe von Kohlen von einer der der Holzfaser ähnlichen Zusammensetzung (mit C 50; H 6; O 44 Proc.) bis zu der des reinen Kohlenstoffes, des Graphites. Die Durchschnittszusammensetzung der dazwischen liegenden durchaus nicht scharf bestimmten Kohlenarten giebt folgende Tabelle an:

	Braunkohle	Torf	Schwarzkohle	Anthracit
C	67	59	81	95
H	5.5	6	5	2.5
O	27.5	35	14	2.5

§ 3. Diesen Elementen sind außer einer dem ursprünglichen Aschengehalte der Pflanzen entsprechenden Menge von Kieselsäure, Alkalien, Erden u. s. w. fast stets noch andere unorganische Bestandtheile in wechselnden Quantitäten beigemischt, welche zusammen den Aschengehalt der Mineralkohlen ergeben. Fast bei jeder Art von Kohlen kommen neben den an Asche sehr armen Varietäten auch solche vor, in welchen ein bedeutender Antheil der Gesammtzusammensetzung des Gesteines eine Beimischung anorganischen Ursprunges ist. Solche Vorkommnisse bilden dann den Uebergang in die bereits beschriebenen, kohlige beziehentlich bituminöse Substanz enthaltenden Gesteinsarten aus anderen Familien. Als Beimischung zu der organogenen Masse der Kohle erscheint namentlich Thon bis feinkörniger Sand; seltener sind Carbonspäthe, wie im Kohleneisenstein oder in der sog. versteinerten Kohle, welche eine nicht unbedeutende Beimischung von kohlensaurem Kalk ent-

hält. Bei mikroskopischer Untersuchung erkennt man, daß nicht alle Partikeln anorganischen Ursprungs allothigen sind; unter den authigenen treten besonders winzige meist radial-strahlige Scheibchen aus kohlensaurem Kalk oder aus Kieselsäure bestehend hervor.

§ 4. Die Zahl der gelegentlich in Kohlen als accessorische Bestandtheile oder Bestandmassen erscheinenden Mineralien ist eine ziemlich große; es sind einerseits eine Reihe von Schwefelmetallen, unter denen Eisenkies (und Markasit) ganz allgemein verbreitet ist, andererseits eine Reihe von Harzen und ähnlichen Körpern, von Salzen mit organischen Säuren, schließlich Kalkspath, Gyps, Baryt, Steinsalz, Vivianit, Phosphorit u. s. w. Alle diese Mineralien treten entweder eingesprengt in Krystallen oder Körnern oder in Adern und Trümmern auf; verhältnißmäßig selten erscheinen sie in größerer Menge angehäuft als Concretionen.

§ 5. Die Bestandtheile unorganischen Ursprungs sind der Beobachtung mit unbewaffnetem Auge meist durch die dunkele organische Substanz entzogen; letztere erscheint im Allgemeinen amorph und wenigstens in kleinen Partikeln homogen, doch ergiebt die mikroskopische Untersuchung, daß die Kohlen nur ausnahmsweise wirklich homogen und structurlos sind. Man untersucht die Kohlen in dünnen Schnitten, in Dünnschliffen oder in flachen Splittern, die durch langsame Einwirkung einer gesättigten Lösung von Kaliumchlorat in Wasser und einer Salpetersäure von 1.47 spec. Gew. gebleicht worden sind. Bleibt letztere Mischung auch bei erhöhter Temperatur oder nach weiterer Behandlung der Proben mit Alkohol ohne Einwirkung, so ergiebt oft eine langsame und theilweise Einäscherung brauchbare Präparate. Auch die Behandlung der Kohlen mit Aether, Schwefelkohlenstoff und anderen Lösungsmitteln ergiebt mancherlei Resultate. (Vergl. die für die mikroskopische Untersuchung der Kohlen wichtigste Abhandlung von *W. v. Gümbel* in den Sitzungs-Berichten der k. bay. Akad. d. Wiss., Math. phys. Cl. 1883. I.)

§ 6. Bei der mikroskopischen Untersuchung der Kohlen findet man, daß die organogene Substanz im Allgemeinen dreierlei Art ist. In geringerer Menge nehmen Harze und harzähnliche Körper in kleinen, bisweilen rundlichen Partikeln an der Zusammensetzung der Kohlen theil. Der vorherrschende Bestandtheil derselben ist ein mit mehr oder minder deutlich erhaltener organischer Structur versehener vegetabilischer Detritus, d. h. ein Haufwerk von wohlerhaltenen, winzigen pflanzlichen Gebilden oder von zerstückelten und zerfallenen größeren Gebilden: Pollenkörner, Sporen, Epidermalgebilde, Stückchen von Holz, Rinde, Blättern, Wurzeln u. s. w. bilden diesen Detritus. *W. v. Gümbel* fand, daß im Allgemeinen die vegetabilischen Partikeln keine wesentliche Deformirung ihrer Zellen aufweisen; namentlich ist kein Verhältniß sichtbar, welches darauf hinwiese, daß der vegetabilische Detritus eine starke Zusammendrückung erlitten habe. Die dritte unterscheidbare Substanz ist eine amorphe Masse; welche den vegetabilischen Detritus durchdringt, alle Zellen und Poren erfüllt, dem Ganzen den Anschein einer amorphen, structurlosen Masse verleiht; dieses „Carbohumin", meist mit tiefbrauner Farbe durchscheinend, ist eine vielleicht dem Dopplerit nahe-

stehende, etwa humin- oder ulminartige Masse von noch nicht bekannter, aber jedenfalls wechselnder Zusammensetzung.

§ 7. Entzündet, verbrennen die Kohlen bei Luftzutritt mehr oder minder leicht; die verschiedenartige Beschaffenheit der Bestandtheile vegetabilischen Ursprungs giebt die Erklärung für das verschiedenartige Verhalten der Kohlen in der Hitze, wenngleich hier noch Vielerlei der genaueren Deutung harrt. So z. B. giebt es in der Mongolei nach *F. v. Richthofen* Kohlen, die ohne Rauch und Geruch verglimmen können. Der trockenen Destillation unterworfen, geben die Kohlen mancherlei Substanzen ab, welche aber wohl meist nicht als solche in den Kohlen vorhanden sind, sondern sich erst bei der Erhitzung bilden. Beziehungen zwischen den technisch verwerthbaren Eigenschaften der Kohlen und ihrer näheren Zusammensetzung sind noch kaum bekannt.

2. Structur. § 8. Alle Mineralkohlen weisen in ausgezeichneter Weise plane Parallelstructur auf, indem sie sich aus meist sehr dünnen Lagen oder Blättern zusammengesetzt erweisen; die meisten Kohlen spalten deshalb auch recht leicht nach diesen Flächen. In manchen Vorkommnissen ist die Parallelstructur äußerlich wenig deutlich; die betr. Gesteine haben flachmuscheligen Bruch nach allen Richtungen, doch tritt bei mikroskopischer Untersuchung eine Zusammensetzung aus einzelnen dünnen Lagen auch bei solchen Gesteinen hervor. Bei jungem Torf ist die Parallelstructur noch erst in der Anlage vorhanden, sie tritt hervor, sobald die Masse zusammengepreßt wird.

§ 9. Die Kohlen sind feste Gesteine von im Allgemeinen amorphem, oft von homogenem Habitus, es giebt aber auch einige lockere Arten, wie unreifen Torf, erdige Braunkohle. Sehr oft verbindet sich mit deutlich hervortretender Parallelstructur eine Inhomogeneität der ganzen Masse, indem die verschiedenen Lagen oder Blätter der Kohle verschiedenen Habitus aufweisen. Die Verschiedenartigkeit wird bedingt durch die verhältnißmäßige Betheiligung und Verbindung der mikroskopisch unterscheidbaren Substanzen organischen Ursprungs und der Beimischung unorganischer Materie. Wenn man von dem etwas isolirt dastehenden Habitus mancher Graphitschiefer und mancher jüngeren Torfe absieht, so lassen sich in den übrigen Gesteinen, also in den mittleren Gliedern der ganzen Reihe besonders folgende drei Structurarten erkennen.

§ 10. Glanzkohle zeigt ziemlich starken Glanz, sehr homogene Beschaffenheit bei meist sehr dunkeler Farbe, ist fast stets spröde und zerklüftet mit klein muscheligem Bruch; der ganze Habitus ist pechartig. In vielen Fällen haben festere Pflanzentheile, namentlich Holz und Rinde, das Material für die Bildung der Glanzkohle geliefert, die überdies von Carbohumin völlig durchdrungen ist.

§ 11. Die Mattkohle besitzt meist nur schwachen Glanz, sie ist nicht zerklüftet, überhaupt zäher; sie macht nicht den Eindruck einer homogenen amorphen Masse, sondern mehr den eines dichten Gemisches verschiedenartiger Substanzen. Pflanzenreste sind bisweilen auf Spaltungsflächen nach der Parallelstructur zu erkennen. In der Mattkohle sind meist Blattorgane und dann winzige selbständige pflanzliche Bestand-

theile, wie Sporen, Pollen u. s. w. zu erkennen. Matt sind auch diejenigen Kohlen, welche eine ziemlich bedeutende Beimischung anorganischer Theile enthalten.

§ 12. Die Faserkohle zeigt deutlich faserige Textur, sie ist meist schwarz, kohlenstoffreich und fein porös und mürbe; sie erscheint wie die beiden anderen Arten in einzelnen Lagen, dann aber auch in einzelnen Fragmenten innerhalb der anderen Structurarten. Wahrscheinlich ist die Faserkohle stets aus der Umwandlung von Holzstückchen hervorgegangen, sie läßt bei mikroskopischer Untersuchung die Structur des Holzes meist noch vortrefflich erkennen. Die faserige Structur der Kohle entspricht somit direct der Faser des Holzes.

§ 13. Bei der sog. Augenkohle sind die charakteristischen Augen oder tellerförmigen Zeichnungen aus concentrischen, sich durch besonderen Glanz auszeichnenden geschlossenen Curven eine rein äußerliche Erscheinung auf Flächen quer oder parallel zur Parallelstructur; sie sind wohl durch eine allmähliche oder ruckweise Absonderung der Kohlenstücke von einander entstanden.

3. Lagerung. § 14. Die normale Lagerungsform der Kohlen ist die Schicht; alle anderen bisweilen vorkommenden Lagerungsformen treten nur in Folge besonderer räumlicher Verhältnisse oder in Folge von Lagerungsstörungen bei der Bildung von Gebirgen oder z. B. oberflächlich durch mechanische Einwirkung des sich bewegenden Gletschereises auf. Nester von geringerem Umfange sind eine sehr häufige Erscheinung; hier ist namentlich die Form und Art des herbeigeschafften Materiales zur Bildung der Kohle von Einfluß auf die äußere Form gewesen. Daß kohlige Substanz auch in Gängen auftreten kann, ist eine Folge der Vorgänge bei der Bildung der Kohlen; solche Massen in Gängen, wie sie meist in der Kohle selbst aufsetzen, sind aber nicht eigentliche Kohlengesteine, sondern nur Educte aus denselben.

§ 15. Die Schichten der Kohlengesteine werden, namentlich wenn sie mächtig und abbauwürdig sind, Flötze genannt. Die Mächtigkeit der Schichten ist eine sehr verschiedene, von Papierdünne bis zu zehn und mehr Metern. Manche Kohlenflötze setzen scharf gegen das Liegende und Hangende ab, andere gehen allmählich in diese Schichten über, so daß die reinste Kohle, d. h. diejenige, welche die wenigsten anorganischen Beimengungen enthält, sich in der Mitte des Flötzes vorfindet.

§ 16. Die Kohlenschichten wechsellagern meist in sehr regelmäßiger Weise mit anderen katogenen Gesteinen und zwar namentlich mit Thonschiefern, Schieferthonen, Sandsteinen, seltener mit Arten der Carbonatgesteine, mit groben Conglomeraten u. s. w. Solche Systeme von Schichten bilden die Ausfüllung einzelner beckenförmiger Vertiefungen in dem liegenden Gebirge. Innerhalb der einzelnen Becken sind die Kohlen in sehr unregelmäßiger und ungleichmäßiger Weise vertheilt. Die Kohlenschichten setzen nur in selteneren Fällen auf große Erstreckung mit unveränderter Mächtigkeit fort; meist ändert sich die letztere in kürzeren Abständen, die Flötze zerschlagen sich, indem anfangs ganz unbedeutende sog. Bergmittel an Mächtigkeit und Verbreitung schnell

zunehmen. An anderen Stellen vereinigen sich langsam zwei Flötze, die an ihren entgegengesetzten Enden ganz verschiedenen Horizonten angehören. Könnte man in einem kohlenführenden Becken die Schichten einzeln abheben, so würde man die besten, mächtigsten und reinsten Kohlenlager nicht stets an derselben Stelle finden, sondern bald hier eines, bald dort eines, bald ein in allen Richtungen ausgedehntes, bald ein langes, schmales Flötz, bald ein mächtiges Lager, bald, an anderer Stelle in demselben Niveau ungefähr, eine Anzahl schwächerer Flötze. Zu erwähnen ist ferner, daß die Kohlenlager gegen die Ränder der Becken bisweilen an Mächtigkeit zunehmen, bisweilen gerade umgekehrt abnehmen. Die Anhäufung des Materiales für die Bildung der Kohlen ist hierbei von wesentlichstem Einfluß: in selteneren Fällen sind es secundäre Störungen in Folge der gebirgsbildenden Thätigkeit der Erde, welche eine Anschwellung der Flötze gegen das Ausgehende an den Rändern der Becken erzeugten.

§ 17. Kohlengesteine haben sich in allen Perioden der Erdentwickelung gebildet, wenngleich sie in gewissen Perioden sich beständiger und in größerer Quantität einstellten, als in anderen. Ganz im Allgemeinen gilt die Beziehung, daß die Kohlen um so reicher sind an Kohlenstoff, je älter sie sind; die oben in § 2 mitgetheilte Reihe nach der elementaren Zusammensetzung drückt also zugleich die Altersfolge aus.

4. Arten der Kohlen. § 18. Unter den Gesteinen der archäischen Formationen erscheinen mehre Arten, welche Graphit in geringer Menge neben anderen Mineralien enthalten; ein vorzugsweise aus Graphit bestehendes Gestein ist nun der Graphitschiefer. In seiner reinsten und technisch werthvollsten Abänderung ist das ein feinschuppiges bis dichtes Gestein mit mehr oder minder deutlicher Parallelstructur, mit den sonstigen physikalischen Eigenschaften des Graphites. Andere Gemengtheile, namentlich Quarz, können in verschiedener Menge eintreten; andrerseits ist es nicht außer Acht zu lassen, daß in der Litteratur nicht selten auch solche Gesteine als Graphitschiefer aufgeführt worden sind, welche nicht den echten, metallisch glänzenden Graphit enthalten, sondern nur eine schwarze, dem reinen Kohlenstoff chemisch sehr nahe stehende, aber Wasserstoff und Sauerstoff haltige Substanz. In der Gegend von Passau in Bayern, mehrorts in Böhmen, Mähren und Schlesien finden sich Graphitschiefer zwischen Gneißen und Glimmerschiefern; berühmt sind in der neueren Zeit die reinen Graphitlager der Alibert-Mine in Sibirien geworden.

Es mag gleich an dieser Stelle erwähnt werden, daß wir für die Entstehung dieser archäischen Graphitschiefer aus Pflanzenkörpern bisher durchaus keinen positiven Beweis haben; es sind nur Analogieschlüsse, welche uns zu einer solchen Deutung des Graphites aus der archäischen Periode hinleiten könnten, und der Umstand, daß wir nicht wissen, wie Graphit ohne Betheiligung organischer Wesen in größerer Menge gebildet werden kann.

§ 19. Anthracit ist eine spröde, schwarze, an Kohlenstoff sehr reiche Kohle mit mehr oder weniger metallartigem Glanz, oft bunt angelaufen, meist ohne deutliche Parallelstructur. Der pflanzliche Ursprung des Anthracites läßt sich namentlich an den Rückständen bei der Einäscherung deutlich erkennen; anthracitische Faserkohle erscheint auch innerhalb des compacten Anthracites. Die oft sehr wohl erhaltenen Zellen und Gefäße lassen keine Spur erlittener Zusammenpressung erkennen, was um so merkwürdiger ist, als der Anthracit gerade gern in Gebieten auftritt, die wie in Pennsylvanien, in Rhode Island, in den westlichen Alpen eine starke Faltung und Stauung der Schichten aufweisen.

§ 20. Die Gruppe der Schwarzkohlen oder Steinkohlen weist in ihren

Arten eine große Mannigfaltigkeit der physikalischen und chemischen Beschaffenheit auf. Je nach ihrem Verhalten gegen Hitze unterscheidet man in technischer Beziehung magere und fette Kohlen, d. h. solche, welche arm sind an bituminöser Substanz und solche, die daran reich sind. Aehnlich begründet ist die Unterscheidung in Backkohlen, die beim Brennen z. Th. schmelzen und zusammenbacken, in Sinterkohlen, die dabei nur schwach zusammenbacken, und in Sandkohlen, die eher noch zerfallen, als zusammensintern. Die Steinkohlen sind am reichlichsten vorhanden im Carbon, doch finden sich echte Schwarzkohlen auch noch in jüngeren Perioden. Alle Steinkohlen lassen die Abstammung von Pflanzenresten deutlich erkennen.

§ 21. Die gemeine Steinkohle weist eine sehr ausgeprägte Parallelstructur durch Wechsellagerung von Glanz-, Matt- und Faserkohle auf; die einzelnen Lagen sind meist sehr dünn, doch erreichen sie auch einige Centimeter Mächtigkeit. Eine sehr reichliche Beimischung von thoniger Masse bedingt die Art des Kohlenschiefers. Die abfärbende Rußkohle zeigt ein nicht sehr dichtes Gefüge und ist an Faserkohle besonders reich.

§ 22. Zu den Schwarzkohlen gehören auch eine Anzahl von Kohlen, welche sich dadurch auszeichnen, daß sich bei der Destillation eine sehr große Menge brennbarer Gase entwickelt, weshalb sie auch Gaskohlen genannt werden. Die Kännelkohle (Cannelcoal, Candlecoal, Parrotcoal) liefert beim Erhitzen über 60 Proc. flüchtige Stoffe; sie ist eine matte, wenig spröde, flachmuschelig brechende Kohle, scheinbar ohne Parallelstructur; unter dem Mikroskope erweist sie sich nach *W. v. Gümbel* als erstaunlich reich an rundlichen Scheibchen, halbkugeligen Häutchen und kugelförmigen Körperchen, die als Sporen und Sporenkapseln gedeutet werden; ferner erkennt man winzige Körnchen stark zerfallenen Pflanzengewebes und endlich eine Menge kleiner, rundlicher Häufchen und Räschen, welche wahrscheinlich als algenähnliche Gebilde zu deuten sind. Kännelkohle findet sich entweder in einzelnen Zwischenlagen in der gemeinen Steinkohle oder auch selbständig Flötze bildend, wie zu Wigan in Lancashire und zu Cleehill in Shropshire in England. Zu den Kännelkohlen gehören ferner die 20—30 Proc. Asche enthaltende schottische Bogheadkohle (Turbanit), die Murajewna von Tula in Rußland, der Tasmanit aus Tasmanien, ferner die mit deutlicher Parallelstructur versehene Brettel- oder Plattelkohle von Nürschau in Böhmen.

§ 23. Zwischen Schwarzkohle und Braunkohle mitten inne stehen sowohl nach Alter wie nach physikalischer und chemischer Beschaffenheit einige mesozoische Kohlen. Der Gagat oder Jet bildet eine harte, spröde, polirbare, homogen erscheinende Masse und findet sich meist in einzelnen Nestern, die vielleicht oftmals von je einem Baumstamme abstammen und dann auch unter dem Mikroskope die pflanzliche Textur deutlich aufweisen. Die in Flötzen auftretende, geschichtete mesozoische Kohle führt man wohl als Stipit an; er besteht wie die Steinkohle aus matteren und glänzenderen Lagen.

§ 24. Die zu der Gruppe der Braunkohlen gehörigen Kohlen, vornehmlich tertiären Alters, zeichnen sich durch hellere Farbe und weniger festes, hartes Gefüge vor den Steinkohlen aus; ein einfaches Unterscheidungsmittel in zweifelhaften Fällen ist das Verhalten gegen Kalilauge, welche bei der Einwirkung auf Braunkohlen tief braun, durch Steinkohlen aber nur schwach gelblichbraun gefärbt wird. Als Lignit bezeichnet man diejenige Braunkohle, welche mit unbewaffnetem Auge deutlich die Structur des Holzes erkennen läßt. Uebrigens kommen auch in Braunkohlen kleine Fetzen von anthracitischer Faserkohle vor. Die Pechkohle zeigt starken Glanz, homogenes Aeußere, ist spröde und findet sich meist nur, wie auch der Lignit in einzelnen Lagen der gemeinen Braunkohle, deren vegetabilischer Ursprung überall leicht nachweisbar ist. Wachskohle oder Pyropissit ist eine mürbe, hellbraune bis gelblich-weiße Kohle von Gerstewitz bei Weißenfels und von einigen anderen Punkten in Thüringen; sie ist reich an durch Aether extrahirbaren Substanzen. Der Dysodil oder die Papierkohle vom Niederrhein und aus der Rhön ist eine an thoniger Masse reiche und vielleicht gerade deshalb dünnschieferige Braunkohle; sie wird zur Darstellung von Paraffin verwendet und erweist sich unter dem Mikroskope als reich an Pollenkörnern und einer kohligen Substanz, welche vielleicht animalen Ursprunges ist. Moorkohle und erdige Braunkohle sind

lockere Kohlen, meist auch reich an unorganischer Substanz; die sog. kölnische Umbra ist nichts als eine solche erdige Braunkohle.

§ 25. Der der Braunkohle sich am meisten nähernde reife Torf, der Pechtorf oder die Torfkohle, ist nach *Senft* eine von Bitumen und Harz durchdrungene, aus Humin oder Ulmin und verkohlter Pflanzenfasermasse bestehende Substanz. Dieser reife Torf ist schwarz, compact (Specktorf) bis erdig (Staubtorf, Baggertorf), verliert nach völligem Austrocknen die Eigenschaft wieder Wasser anzuziehen und läßt seinen vegetabilischen Ursprung stets unzweifelhaft erkennen, wenngleich die in zusammensetzenden Partikeln sehr klein sein können. Die unreifen, noch Luft einschließenden und deshalb comprimirbaren Torfe lassen meist sehr leicht die Pflanzen erkennen, aus welchen sie entstanden sind; darnach unterscheidet man dann den aus Cyperaceen entstandenen Gras- oder Wiesentorf (Darg), der Blättertorf genannt wird, wenn er gut spaltet; den Moostorf aus Sphagnumarten, den Haidetorf aus Calluna, Erica, Tetralix, den Waldtorf aus Baumblättern und Nadeln und Holzstückchen, den Algen- oder Meerestorf. Durch einen reichlichen Gehalt an Eisenvitriol ist der Vitrioltorf z. B. in Oberschlesien ausgezeichnet. Für verschiedene Torfarten giebt es noch mancherlei locale Bezeichnungen.

5. Zersetzung und Umwandlung. § 26. Wo Kohlen von anogenen Gesteinen durchsetzt wurden, haben sie nicht selten eine Metamorphose erlitten; sie wurden ihres Bitumens beraubt, verkokt, oder sie wurden direct in stengelig abgesonderten Anthracit umgewandelt, wie die Braunkohle am Meißner in Hessen im Contact mit Basalt. Solche nachträgliche Veränderung der Kohlen ist jedoch stets räumlich sehr beschränkt. Wichtiger ist die Umwandlung, welche die Schwarzkohle in Anthracit in den gefalteten Gebirgen erlitten hat. Da die Pflanzenzellen im Anthracit nicht mehr deformirt sind als in der Steinkohle, so kann nicht der Gebirgsdruck unmittelbar die Ursache der Veränderung sein. Es bleibt überhaupt nur der eine Ausweg, anzunehmen, daß die Gebirgsschichten bei der Faltung zerstückelt wurden, so daß Luft und Wasser leichteren Zugang zu den Kohlen gewannen und daß dadurch die chemische Veränderung bedingt wurde.

§ 27. Hiermit stimmt es überein, daß, wo Kohlenlager zu Tage ausgehen, eine Vertaubung derselben eintritt; die Kohlen werden mager, verlieren ihr Bitumen, schließlich selbst den größten Theil ihres Kohlenstoffgehaltes, so daß ein kohliger Schieferthon oder dergl. übrig bleibt. Daß aber die Kohlen eine ähnliche, nur weit langsamere Zersetzung erleiden, auch wo sie in ungestörter Lagerung in der Erde ruhen, geht aus mancherlei Anzeichen hervor. *E. v. Meyer* hat nachgewiesen, daß die Steinkohlen verschiedene gasförmige Kohlenwasserstoffe in geringer Menge mechanisch eingeschlossen enthalten. In den Bergwerken sind es diese Grubengase, welche die schlagenden Wetter erzeugen; es ist bemerkenswerth, daß schlagende Wetter häufiger sind in an Wasser reichen Gruben als in trockenen. Beim Abbau der Flötze werden bisweilen Stellen angeschlagen, aus denen Gase mit Heftigkeit hervorströmen (sog. Bläser). Außer Kohlenwasserstoffen tritt auch Kohlensäure auf.

§ 28. Außer den gasförmigen Kohlenwasserstoffen treten auch flüssige in den Kohlen und in den diese begleitenden Gesteinen auf. So finden sich die Schieferthone, Sandsteine und Conglomerate öfters mit Naphtha, Petroleum, Bergtheer impregnirt; oder diese Stoffe sind allmählich, zum Theil durch höhere Oxydation, in mehr oder minder festen Zustand übergegangen und treten als Ozokerit, Asphalt u. s. w. auf.

Doch ist nicht alles Petroleum, aller Asphalt aus Kohlenlagern abzuleiten, vielmehr öfters auf die Zersetzung der in den Schichten eingeschlossenen Thierkörper oder fein vertheilten pflanzlichen Reste zurückzuführen.

§ 29. In Kohlengruben pflegt eine etwas höhere Temperatur zu herrschen, als in gleich tiefen Erzgruben, und diese erhöhte Temperatur ist vielleicht mit Recht auf die in der Kohle vor sich gehenden Zersetzungsprocesse zurückzuführen. Nach *Muck* wird die Selbstentzündung milder Kohlen mit bedeutender Flächenanziehung wahrscheinlich durch reichliche Absorption von Sauerstoff hervorgerufen; für die Kohlenbrände ist selbstverständlich Zutritt atmosphärischer Luft nothwendige Bedingung.

6. Genetisches. § 30. Die noch jetzt in den Kohlenlagern vor sich gehenden chemischen Processe und die vor unseren Augen vor sich gehende Umwandlung von Pflanzen in Torf müssen uns die Anleitung geben zur Lösung der Frage nach der Entstehung der älteren Kohlen. Doch sind hier auch mancherlei andere Verhältnisse zu beachten. Zunächst steht es fest, daß Pflanzen das Material für die Bildung der Mineralkohlen geliefert haben; es ist nicht in Abrede zu stellen, daß auch Thierkörper Kohle liefern können, wie man denn z. B. von einer Fischkohle spricht; allein derartige Kohlen treten doch in so verschwindend geringer Masse auf, daß sie den Pflanzenkohlen gegenüber ganz zu vernachlässigen sind. Dann aber sind es wesentlich zwei Fragen, welche wir zu beantworten haben, nämlich erstens, wie entstanden aus Pflanzen Mineralkohlen, und zweitens, in welcher Weise kam das Pflanzenmaterial an Ort und Stelle, wo die Kohlen liegen, zusammen.

§ 31. Abgestorbene Pflanzentheile unterliegen bei völlig ungehindertem Luftzutritt einer Zersetzung zu Kohlensäure und Wasser, ohne daß kohlige Substanz übrig bleibt. Die erste Bedingung für die Bildung der letzteren ist daher ein Abschluß von der atmosphärischen Luft, wie er durch Einbettung in anorganischen Detritus und noch besser durch gleichzeitige Bedeckung durch Wasser erzielt wird. Es wurde darauf hingewiesen, daß sich gerade in feuchten Gruben die Processe der weiteren Umbildung der Kohlen bemerklich machen, und andrerseits sehen wir die Torfbildung durchaus an Feuchtigkeit im Boden und in der Luft gebunden.

§ 32. Unter günstigen Umständen spielt sich in den abgestorbenen Pflanzentheilen der Carbonisirungsprocess, eine Reihe complicirter und im Einzelnen schwer erkennbarer Vorgänge ab; es bilden sich organische Säuren, Ammoniak, Salpetersäure, Phosphorsäure, Schwefelsäure und so fort, welche ihrerseits wieder auf die bereits angegangene Pflanzenfaser einwirken. So entsteht aus einem Theil der Pflanzensubstanz zunächst das, was wir Humus nennen, das ist ein hygroskopisches, gelb- bis schwarzbraunes, im trockenen Zustande pulverisches Aggregat verschiedener Verbindungen von Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff mit oder ohne vegetabilische Structur. Ein Theil der Pflanzenreste verkohlt, seine Substanz scheidet vorzugsweise leicht Wasserstoff und Sauerstoff ab, und es bleibt eine an Kohlenstoff reiche Masse unter Erhaltung der

ursprünglichen pflanzlichen Textur zurück. Das ist der Verkohlungsprocess. Ein anderer Theil der Pflanzenreste und wohl auch manche Bestandtheile der der Verkohlung unterliegenden Reste gehen in flüssigen Zustand über, in Humin, Ulmin und ähnliche, sehr complicirt zusammengesetzte organische Verbindungen. Diese verflüssigte Substanz wird zum Theil von dem Gewebe der im Verkohlungsprocess begriffenen Pflanzentheile aufgesogen, zum Theil haftet sie an und zwischen denselben und wird dann durch weitere chemische Processe in dicke, zähe, schließlich in feste Masse, in Carbohumin verwandelt. Dies ist der von *W. v. Gümbel* als Inkohlungsprocess bezeichnete Vorgang.

§ 33. Verkohlung und Inkohlung zusammen machen den Carbonisirungsprocess aus, dem manche Pflanzentheile schwerer, manche leichter anheimfallen; Harze z. B. widerstehen den Agentien recht hartnäckig. Da diese Processe bei der Torfbildung sich nahe der Erdoberfläche abspielen, so bleibt der Druck der darüber lagernden Massen ein sehr geringer; eine Deformirung der Pflanzenzellen findet nicht statt; größere Pflanzentheile sinken höchstens in sich zusammen, z. B. Baumstämme, wenn ihnen mehr Substanz entzogen wird, als durch Inkohlung ersetzt werden kann. Andere Pflanzentheile zerfallen bei der Zersetzung leicht in winzige Partikeln, wie Holz bei der Vermoderung unter Zutritt von Luft. Tritt während des Carbonisirungsprocesses zeitweise eine Austrocknung der Masse ein, so werden dadurch die Umwandlungsvorgänge an einzelnen verschiedenartigen Partikeln in besonderer Weise modificirt werden. So erklärt es sich, daß schließlich besonders stark carbonisirte Partikeln z. B. von anthracitischer Faserkohle in einer weniger stark carbonisirten Masse liegen können. Weniger stark carbonisirt nennen wir aber eben diejenige Masse, welche noch mehr Wasserstoff und Sauerstoff enthält: letztere beiden Elemente sollen bei dem Carbonisirungsprocess durch Verbindung mit einander oder mit Antheilen des Kohlenstoffgehaltes aus der Masse entfernt werden. Die Schnelligkeit, mit welcher dieses Resultat erzielt werden kann, hängt ganz von den Umständen ab, unter welchen die der Carbonisirung anheimfallenden Vegetabilien abgelagert sind; man hat Zimmerholz in verlassenen Gruben bereits in Braunkohle umgewandelt gefunden, und andrerseits zeigen Kohlen der Carbonperiode in Rußland noch immer den Habitus der Braunkohlen.

§ 34. Wenn in § 25 der reife Torf für eine von Bitumen und Harz durchdrungene, aus Humin oder Ulmin und verkohlter Pflanzenfasermasse bestehende Substanz erklärt wurde, so gilt diese Erklärung nach den neuesten Untersuchungen auch so ziemlich mit denselben Worten überhaupt für alle Kohlen. Wenn aber *v. Beroldingen* bereits im Jahre 1778 die Steinkohlen aus Braunkohlen, diese wiederum aus Torf hervorgehen ließ, so können wir diesen Satz auch als heute noch zu Recht bestehend anerkennen, allein mit der Einschränkung, daß hiermit nur die Aehnlichkeit und Continuirlichkeit der in Frage kommenden Umwandlungsvorgänge ausgedrückt werden soll; denn bei der Frage nach der Entstehung der Braunkohlen und Schwarzkohlen ist

noch ganz besonders die Art der Anhäufung des Materials in Betracht zu ziehen.

§ 35. Torfmoore finden sich gegenwärtig vornehmlich in der gemäßigten Zone an Stellen, wo der Boden durch seine Gestaltung und Bestandtheile eine Wasseransammlung begünstigt, und wo die Atmosphäre gewöhnlich einen hohen Feuchtigkeitsgehalt aufweist. Letzterer kann sogar allein für die Bildung von Torf genügen, der z. B. auch selbst an sehr steilen Gehängen wachsen kann. Andrerseits finden sich unter den Tropen Torfmoore nur auf Hochebenen, wie denen von Peru. Manche Braunkohlen der Tertiärperiode sind nun nach Vorkommen, Lagerung und Zusammensetzung nichts anderes als weiter carbonisirte und verfestigte Torfe; es finden sich z. B. in Braunkohlen ganz dieselben Einlagerungen von Diatomeenschichten wie in Torfmooren.

§ 36. Andere Braunkohlen weisen nach allen Umständen darauf hin, daß das Material für dieselben schwimmend an Ort und Stelle gekommen ist, etwa durch Winde und Strömungen in Buchten zusammengetrieben. Wissen wir doch, welche gewaltigen Mengen von Treibholz noch heutigen Tages den tropischen Wäldern entführt und an entfernten Punkten abgelagert werden. So sind in Kohlen und selbst in Steinkohlen einige Male vereinzelte Gerölle vorgekommen, welche kaum anders an Ort und Stelle gelangt sein können, als daß sie im Wurzelgeflecht der Bäume eingeschlossen vom Festlande her schwimmend weiter geschafft wurden. Uebrigens wissen wir, daß auch manche Torflager nicht von an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen herstammen.

§ 37. Die Pflanzen, welche zu Braunkohlen wurden, können nun aber auch dort gewachsen sein, wo die Kohlen jetzt liegen, ohne daß die Verhältnisse dieselben waren, wie die unserer jetzigen Moore in der gemäßigten Zone. *Lesquereux* schilderte die Cypressensümpfe in Carolina, Georgia, Florida, in denen außer der Sumpfcypresse eine üppige Vegetation von Fächerpalmen, Adansonien, Weymuthskiefern, Stechpalmen, immergrünen Eichen, Nuß- und Ahornbäumen, Magnolien und Liriodendren Dickichte bilden, von welchen ein Gürtel von Schilf und Gräsern bei Ueberfluthungen anorganische Bestandtheile fern hält, so daß sich hier reiner Pflanzendetritus anhäufen kann. Daß vielen tertiären Braunkohlen eine ähnliche Vegetation zu Grunde lag, ist uns bekannt.

§ 38. Die Erklärung der carbonischen Kohlenlager wird durch den Umstand schwieriger, daß diese von einer ganz anderen Vegetation unter anderen klimatischen Verhältnissen in Gebieten, deren Configuration wir nicht mehr so genau verfolgen können, wie die zu Zeiten der Tertiärs, herstammen. Es stehen sich hier die beiden Theorien der autochthonen und der allochthonen Entstehung der Schwarzkohlen gegenüber, und es ist noch sehr zweifelhaft, ob nur eine dieser Theorien die richtige ist, oder ob beide je in verschiedenen Fällen die richtige Erklärung zu geben im Stande sind.

§ 39. Nach der Theorie der allochthonen Entstehung der carbonischen Steinkohlen sind die Pflanzen, die das Material für jene lieferten, in der Nähe der Ablagerungsräume auf dem Festlande ge-

wachsen, und der zerfallene vegetabilische Detritus wurde, schon halbwegs carbonisirt, durch fließendes Wasser hinabgeführt und auf dem Boden von Wasserbecken abgelagert, wie jeder andere unorganische Detritus. Dafür spricht vor Allem die gute Parallelstructur, welche alle Steinkohlen aufweisen; *Grand'Eury* hebt besonders die völlige structurelle Gleichheit der Kohlen mit anderen katogenen Gesteinen aus feinem anorganischem Detritus hervor. Es ist auch zu beachten, daß die Kohlen trotz der großen Zahl der manchmal über einander folgenden Flötze oder trotz der Mächtigkeit derselben immer nur einen sehr geringen Theil der in derselben Periode abgelagerten Sedimente darstellen. Daß die Kohlen bisweilen so frei sind von mineralischen Partikeln, erklärt sich vielleicht dadurch, daß wie *G. Bischof* angiebt, vegetabilischer Detritus schneller zu Boden fällt, als z. B. die Flußtrübe.

§ 40. Die Theorie der autochthonen Entstehung der Schwarzkohlen, die neuerdings in *W. v. Gümbel* einen Vertreter gefunden hat, weist darauf hin, daß auch der reife Torf unserer Moore oft genau dieselbe Parallelstructur und Wechsellagerung verschiedener Kohlenarten zeigt, wie die carbonischen Steinkohlen. Die Wechsellagerung von Glanz- und Mattkohle in der letzteren mag durch einen Wechsel zwischen zeitweiligem Austrocknen und wieder erneuter Ueberfluthung der im Bildungsakte begriffenen kohligen Massen bedingt sein. Vielorts werden ferner die Kohlenflötze je von einer dunkelen Gesteinslage, in der Wurzeln u. s. w. erkennbar sind, unterlagert, welche die Dammerde (dirt-bed) jener Wälder darstellt, aus deren Pflanzen die betr. Schichten entstanden sind. Aufrechtstehende Stämme, welche Kohlenflötze überragen und von mineralischen Sedimenten umhüllt und z. Th. erfüllt werden, sind auch nicht gerade selten und sprechen entschieden zu Gunsten einer Vegetation an Ort und Stelle. Das gilt auch von den zarten Pflanzenresten, welche ohne jede Verstümmelung fast stets in den liegenden und hangenden Schieferthonschichten wie in Herbarien aufbewahrt sind und uns zur Kenntniß der Pflanzen, aus welchen die Kohlen entstanden sind, verholfen haben.

§ 41. Welche Theorie aber auch zu Recht bestehen mag, darüber ist man einig, daß die carbonischen Kohlen von Landpflanzen abstammen, und daß die klimatischen Verhältnisse jener Periode und zum Theil auch der Charakter der Pflanzen jener Zeit außerordentlich die massenhafte Erzeugung und Anhäufung eines vegetabilischen Detritus beförderten. In einer feuchten Atmosphäre mit gewiß höherer mittlerer Temperatur, als wie sie jetzt auf der Erde herrscht, wuchsen Calamiten, Lepidodendren, Sigillarien und Farne, in manchen Gegenden auch Cycadeen, Coniferen, Palmen rasch empor zu gewaltigen, aber schnell vergänglichen Bäumen, die zu Boden stürzten, um einer neuen Generation Platz zu machen. Nicht Pflanzen, die Tausende von Jahren alt werden können, erzeugte damals die Natur, sondern solche, die rasch emporwuchsen, mit ihrem ganzen Leibe grünten und athmeten und ebenso schnell dahinschwanden, wie sie emporgeschossen waren.

XXIV. Familie der Conglomerate.

1. Zusammensetzung. § 1. Die Conglomerate bilden die letzte Familie der katogenen Gesteine, weil sie aus Bruchstücken fast aller anderen anogenen wie katogenen Gesteine bestehen können. Gehören die Bestandtheile der Conglomerate zum weitaus größten Theil den Arten einer einzigen Familie an, so nennt man die Conglomerate monogen oder homomikt; nehmen Bruchstücke vieler Gesteinsfamilien an der Zusammensetzung Theil, so heißen die Conglomerate polygen oder polymikt. Meist sind die Bruchstücke von Gesteinen, welche die Conglomerate zusammensetzen, mehr oder minder abgerundet ohne scharfe Ecken und Kanten. Man nennt Gerölle die Bruchstücke von mehr kugel- oder eiförmiger Gestalt, Geschiebe dagegen die nach einer Ebene flachen, sonst aber ebenfalls abgerundeten Bruchstücke; es sind meist nur die Gesteine mit stark ausgeprägter planer Parallelstructur, welche Geschiebe liefern können. Außer Geröllen und Geschieben enthalten Conglomerate aber fast stets auch mehr oder minder kantige Bruchstücke.

§ 2. Nur in selteneren Fällen bestehen Conglomerate nur aus größeren Bruchstücken; meist tritt zu denselben noch feinkörnigerer Detritus in sehr wechselnder Menge. Dieser Detritus stammt stets von denselben Gesteinen ab wie die größeren Stücke, und es kommen im Besonderen in ihm alle diejenigen Bestandtheile vor, welche schon früher bei der Beschreibung anderer klastischer Gesteine Erwähnung fanden.

§ 3. Der feinere Detritus bildet öfters eine Masse, in der die größeren Stücke eingebettet sind; ist er durch allgemeinen Metamorphismus wie ähnliche feinkörnige klastische Gesteine fest und hart geworden, so verleiht er dem ganzen Conglomerat Festigkeit und Zusammenhalt. Aber es können auch Conglomerate mit nur wenigem feineren Detritus feste Gesteine darstellen, wenn sich zwischen den einzelnen Geröllen u. s. w. ein authigenes Cement entwickelt hat. Je nach der Art der Bestandtheile des Conglomerates kann das Cement verschiedener Art sein, kalkig, kieselig, chloritisch, eisenschüssig u. s. w.; besonders hervorzuheben ist aber, daß auch Cement vorkommt, welches wesentlich aus Quarz und mancherlei Silicatmineralien besteht. Namentlich leicht entstehen glimmerartige Mineralien, die bisweilen auch die einzelnen Gerölle in dünner Schicht umhüllen, so daß jene beim Zerschlagen des Gesteines leicht herausfallen.

§ 4. Obwohl es auch Conglomerate giebt, die lockere Gesteine darstellen, so besitzen doch die meisten eine bedeutende Festigkeit. Bei den mancherlei chemischen und mechanischen Vorgängen, welche sich in solchen Conglomeraten abgespielt haben, sind nicht gerade selten die einzelnen Bruchstücke beeinflußt worden. So findet man zunächst zerborstene Gerölle, namentlich in Gesteinen, in denen das Bindemittel sehr zurücktritt. Die Zerberstung ist eine Folge des Druckes der Gerölle auf einander, welcher bei der Aufrichtung und Faltung der Schichten

auftrat. Mit den rein mechanischen Vorgängen verbanden sich aber nicht selten auch chemische, durch welche dann z. B. die Bruchstücke wieder mit einander verkittet wurden. Es sind übrigens nicht etwa nur weiche Gesteine, welche eine Zerstückelung nach ihrer Ablagerung im Conglomerat erlitten haben, sondern auch sehr harte, selbst Quarzite zeigen diese Erscheinung in ausgezeichneter Weise.

§ 5. Die Zerberstung einzelner Gerölle ist oft mit der Erscheinung verbunden, daß das zerborstene Gerölle einen Eindruck angenommen hat von demjenigen Gesteinsstück, von welchem der Druck auf jenes ausging. Gehören Gerölle mit Eindrücken in Conglomeraten zum größten Theile verschiedenen Arten der Carbonatgesteine an, so findet man doch auch Gerölle von Granit, Gneiß, Porphyr, Sandstein und selbst von Quarzit mit Eindrücken versehen. *Sorby* wies zuerst darauf hin, daß bei der Entstehung dieser Eindrücke chemische und mechanische Wechselwirkungen stattgefunden haben müssen. So wird unter dem Einfluß des Druckes eine erhöhte Löslichkeit des kohlensauren Kalkes anzunehmen sein; manche Kalkgerölle, z. B. am Rigi, sind über und über mit Eindrücken bedeckt, welche kleinere Bruchstücke erzeugt haben. Stoßen zwei annähernd gleich große Gerölle auf einander, so wird wahrscheinlich stets dasjenige einen Eindruck an der ursprünglichen Berührungstelle erleiden, welches daselbst weniger stark gekrümmt ist, den größeren Krümmungsradius besitzt.

§ 6. Von den Eindrücken aus werden die Gerölle öfters von radial gestellten Spalten durchzogen. An Quarzitgeröllen aus dem Culmconglomerat von Lichtenstein bei Hainichen in Sachsen zeigte *Rothpletz*, daß solche Spalten und innerliche Breccienbildungen unter dem Mikroskope sich in großer Anzahl nachweisen lassen, daß auf solchen Verschiebungsflächen sich selbst winzige Flüssigkeitseinschlüsse neu herausbilden, ja daß eine plastische Umformung der Gerölle durch zahlreiche winzige Verschiebungen eintritt, wobei chemische Einwirkungen nur von äußerst geringem Einfluß gewesen zu sein brauchen.

§ 7. In ganz festen und frischen Conglomeraten findet man bisweilen einzelne Dolomitsandmassen in Form von Geröllen; es sind dies unzweifelhaft Gerölle eines dolomitischen Kalksteins gewesen, die durch Sickerwasser in situ eine Umwandlung erlitten. Wahrscheinlich sind es ebenfalls stets Gerölle von dolomitischem Kalkstein gewesen, welche wir jetzt als im Inneren hohl, oft mit Krystallspitzen bekleidet, von zelligen Wänden durchzogen oder mit einem lockeren Kern versehen vorfinden. In diesen Geröllen müssen sich mannigfaltige Auflösungs- und Wiederabscheidungsvorgänge der Carbonate abgespielt haben, die nach *Höfer* durch die Anwesenheit eines alkalihaltigen Bindemittels zwischen den Geröllen bedingt waren.

2. Lagerung. § 8. Die Conglomerate lagern in Schichten, die meist eine Mächtigkeit von einem Meter und darüber besitzen; die über einander folgenden Schichten sind bald aus genau demselben Material zusammengesetzt, bald ändert sich sowohl die Größe der Bestandtheile wie die Art derselben von Schicht zu Schicht; namentlich treten die

größeren Gerölle und sonstigen Stücke in einzelnen Schichten gegen den feineren Detritus stark zurück; es bleibt dann oft dem subjectiven Ermessen anheimgestellt, ob man noch von klein-psephitischen Conglomeraten sprechen will, oder ob man die Gesteine Arkose, Grauwacke u. s. w. nennen will. Während die groben Conglomerate innerhalb der einzelnen Schichten oft ein ganz massiges Gefüge aufweisen, kann sich bei viel feinerem Detritus oder durch flache Geschiebe auch eine schiefrige Structur einstellen, die durch authigene glimmerartige Mineralien noch mehr hervortreten wird.

§ 9. Conglomerate haben sich in allen Perioden gebildet, wir kennen sie von archäischem Alter bis zu noch gegenwärtig sich bildenden. Die Festigkeit der Conglomerate steht aber durchaus in keiner directen Beziehung zum Alter derselben; ganz junge Conglomerate können bedeutende Festigkeit aufweisen, wenn sich schnell ein authigenes Cement bildet, wie z. B. das kalkige in der diluvialen Nagelfluh in Oberbayern.

3. Arten der Conglomerate. § 10. Obwohl die überdies nicht scharf durchführbare Eintheilung der Conglomerate in homomikte und polymikte schon alle wesentliche Verschiedenheit ausdrückt, so ist hier doch noch Folgendes zu erwähnen. Zu den Conglomeraten gehören auch der Kies und Schotter der Flußbetten und ihrer Terrassen und die Geröllanhäufungen an den Ufern des Meeres. In den Alpen belegt man Conglomerate, namentlich die tertiären und noch jüngeren Alters mit dem Namen Nagelfluh (Gompholith) und unterscheidet die homomikte Kalknagelfluh von der polymikten bunten Nagelfluh. In Oberitalien und den Alpen gilt Verrucano bald als Formations-, bald als Gesteinsname; es gehört dazu der Sernifit aus Glarus, der ausgezeichnet ist durch die starke Betheiligung eines authigenen, Quarz und Glimmer haltigen Cementes, wodurch das ganze Gestein bisweilen einen gneißartigen Habitus erlangt. Ein solcher „Anagenit“ ist auch das Conglomerat von Valorsine am Nordwestrande des Montblanc-Massives; das Bindemittel soll „ein grauer, grüner, violetter oder rother Schiefer sein, der sich oft von wahrem Glimmerschiefer kaum unterscheiden läßt“ *(Studer)*. Von höchstem Interesse sind die Conglomerate archäischen Alters, welche *Sauer* bei Crottendorf und Obermittweida auf Section Elterlein im sächsischen Erzgebirge fand; es liegen Gerölle von Granit, Gneiß und Quarzit in einer vorherrschenden mit Parallelstructur versehenen Bindemasse, die wie ein feinkörniger, biotithaltiger Gneiß aussieht, und unter dem Mikroskope ungefähr dieselbe Structur und Zusammensetzung aufweist, wie die auf S. 278 erwähnte metamorphe Grauwacke (sog. Glimmertrapp) archäischen Alters. Ein ähnliches archäisches Conglomerat fand *Reusch* dicht bei Bergen in Norwegen.

Die homomikten Conglomerate benennt man meist specieller nach der Gesteinsart, welcher die Gerölle vorzugsweise angehören; ein eocänes Flintconglomerat mit kieseligem Cement aus England führt den Namen Puddingstein, welcher bisweilen auch als Synonym für Conglomerat überhaupt verwendet wird. Diejenigen Conglomerate, welche bei den anogenen Gesteinen erwähnt wurden, sind wohl in manchen Fällen rein katogener Natur; insofern würden sie also zu dieser Familie zu rechnen sein.

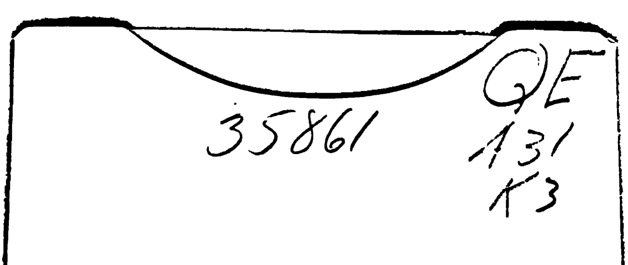
4. Genetisches. § 11. Gerölle und Geschiebe haben ihre abgerundete Form in allen Fällen durch Abschleifung an einander und an feinerem Detritus in bewegtem Wasser erlangt. Solche Gerölle werden in Gebirgen gebildet, wo die fließenden Wasser ein starkes Gefälle besitzen. Weiter thalabwärts können die irgendwie größeren Bruchstücke nur sehr langsam und in geringer Zahl gelangen, außer in jenen Gegenden und Klimaten, wo Grundeis den Transport besorgt. Da wir aber Conglomerate außer in langen, schmalen Streifen in jetzigen oder ehemaligen

Thalrinnen noch viel öfter in in allen Richtungen weit ausgedehnten, regelmäßigen Schichten finden, so können letztere nur durch die zerstörende Thätigkeit des bewegten Meereswassers gebildet worden sein. Nur wenn bei der Abrasion des Festlandes durch das steigende Meeresniveau immer neues anstehendes Gestein der Zertrümmerung durch die Brandungswellen anheimfällt, können sich so mächtige und weit ausgedehnte Schichten von Conglomeraten bilden, wie wir sie unter den Sedimenten vieler Perioden vorfinden.



Register.

C. F. Winter'sche Buchdruckerei.



35861
QE
131
K3
THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA LIBRARY

